F 1329

04-001

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE GEOFIZICĂ GEOGRAFIE

SERIA

GEOLOGIE

1

TOMUL 17

1972

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMANIA

COMITETUL DE REDACȚIE

Redactor responsabil:

ACADEMICIAN AL. CODARCEA

Redactor responsabil adjunct:

ACADEMICIAN N. PETRULIAN

Membri:

ACADEMICIAN G. MURGEANU; ACADEMICIAN M. G. FILIPESCU; V. IANOVICI, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România; D. GIUȘCĂ, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România.

Secretar de redacție:

P. ȘOIGAN

Prețul unui abonament este de 100 de lei.

În țară, abonamentele se fac la oficiile poștale, agențiile poștale, factorii și difuzorii din întreprinderi și instituții.

Orice comandă din străinătate (numere izolate sau abonamente) se face la Întreprinderea ROMPRESFILATELIA, Căsuța poștală 2001, telex 011631, București, România sau prin reprezentanții săi din străinătate.

Manuscrisele, cărțile și revistele pentru schimb, precum și orice corespondență se vor trimite pe adresa comitetului de redacție al revistei „Studii și cercetări de geologie, geofizică, geografie — Seria geologie".

La revue „Studii și cercetări de geologie, geofizică, geografie — Seria geologie" paraît 2 fois par an.

Toute commande à l'étranger sera adressée à Întreprinderea ROMPRESFILATELIA, Boîte postale 2001, telex 011631, Bucarest, Roumanie, ou à ses représentants à l'étranger.

En Roumanie, vous pourrez vous abonner par les bureaux de poste ou chez votre facteur.

APARE DE DOUĂ ORI PE AN

ADRESA REDACȚIEI:
CALEA VICTORIEI NR. 125,
BUCUREȘTI

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE
SERIA
GEOLOGIE

VOLUMUL 17 1972 NR. 1

SUMAR

Pag.

G. PITULEA, Formaţiunile paleozoice metamorfozate din extremitatea nord-vestică a Munţilor Maramureş (bazinul văii Bistra) 3

G. P. BAGDASARIAN, Despre vîrsta absolută a unor roci eruptive şi metamorfice din Masivul Ditrău şi Munţii Banatului din România 13

DOINA RUSSO, Contribuţii la cunoaşterea feldspaţilor plagioclazi din vulcanitele neogene din regiunea Baia Mare 23

G. PITULEA, ADINA VISARION, Asupra prezenţei unor formaţiuni devoniene superioare — carbonifer inferioare, metamorfozate, din bazinul văii Bistra (Maramureş). Notă preliminară 43

DAN GHEORGHIŢESCU, Consideraţii privind mineralogia skarnelor cu mineralizaţii cuprifere de la Vărad 49

M. BĂLAN, Contribuţii la studiul mineralogic al zăcămintelor manganifere de la Iacobeni: kutnohoritul din mina Argestruţ 67

V. MUTIHAC, O. DRAGASTAN, A. LĂCĂTUŞU, Cretacicul inferior din Dobrogea de nord. 77

THEODOR NEAGU, Asupra prezenţei genului *Lewisiceras* în gresiile superioare de pe Valea Dorului (Masivul Bucegi) 87

AURELIA BĂRBULESCU, Asupra „recifilor" neojurasici din Dobrogea centrală 93

EUGENIA MANOLIU, Contribuţii la studiul faunei de macroforaminifere eocene de la Tohanu Nou (Ţara Bîrsei) 109

CORNELIA BIŢOIANU, Observaţii asupra conţinutului paleobotanic al depozitelor carbonifere din zona Baia Nouă (Banat). 125

RADU MUŢIU, Noi contribuţii la studiul paleontologic şi stratigrafic al depozitelor albiene din Platforma Moesică 131

VASILE MUTIHAC, Probleme de nomenclatură şi delimitare privind unităţile din vorlandul Carpaţilor Româneşti 151

VIAŢA ŞTIINŢIFICĂ . . . . . .
„Corelarea geologică" în programul UNESCO 161

St. cerc. geol., geof., geogr., seria geologie, t. 17, nr. 1, p.1—164, Bucureşti, 1972

MUSZAKI KÖNYVTÁR

FORMAȚIUNILE PALEOZOICE METAMORFOZATE DIN EXTREMITATEA NORD-VESTICĂ A MUNȚILOR MARAMUREȘ (BAZINUL VĂII BISTRA)

DE

G. PITULEA

55(05)

Stabilirea succesiunii stratigrafice și a vîrstei formațiunilor cristalofiliene din Carpații Orientali constituie, în ultimii ani, preocuparea unui număr din ce în ce mai mare de cercetători.

S-a impus astfel necesitatea reluării unor ipoteze — emise încă din secolul trecut și înainte de 1940 — privind existența paleozoicului metamorfozat în această unitate a Carpaților românești. La argumentele litologice, ce au stat la baza acestor ipoteze, se adaugă acum cele de ordin stratigrafic și palinologic, care au permis precizarea vîrstei acestor formațiuni și pe criterii biostratigrafice.

C. M. P a u l (1876) întrevede posibilitatea ca șisturile din Bucovina să poată fi paralelizate cu silurianul metamorfozat din Podolia, iar B. W a l t e r (1876) paralelizează același cristalin cu formațiunile devoniene, în facies renan, pe baza prezenței zăcămintelor de mangan. H. Z a p a l o w i c z (1886) împarte șisturile cristaline din Munții Maramureșului în trei grupe: primele două le atribuie anteproterozoicului, iar a treia, superioară, formată din filite calcaroase, cuarțite negre și calcare, paleozoicului. În anul 1938, Th. K r ă u t n e r argumentează vîrsta paleozoică a șisturilor epimetamorfice din Munții Rodnei pe baza asemănărilor petrografice cu paleozoicul metamorfozat moravo-silezian. În 1967, M a r c e l a D e s s i l a C o d a r c e a citează prezența carboniferului în cristalinul Munților Bistriței, iar P. C i o r n e i (1970), în bazinul văii Vaser. În 1968, H. K r ă u t n e r include unele formațiuni slab metamorfozate din Masivul Rodnei la paleozoic, pe baza unor paralelizări stratigrafice și litologice cu seria de Tulișa, înglobîndu-le într-o serie pe care o denumește „seria de Repedea". F l o r e n t i n a K r ă u t n e r și E l e n a M i r ă u ț ă argumentează vîrsta paleozoică a seriei de Repedea atît pe baza paralelizărilor făcute de Th. K r ă u t n e r și H. K r ă u t n e r, cît și pe baza identificării unor osicule de microcrinoide din calcarele situate în partea mediană a seriei. Mai recent, H. K r ă u t-

St. cerc. geol., geof., geogr., seria geologie, t. 17, nr. 1, p. 3–12, București, 1972

ner înglobează la paleozoic (carbonifer inferior) calcarele de Ţibău şi Cîrlibaba, precum şi şisturile de deasupra lor, pe care le reuneşte sub denumirea de „seria de Ţibău". De asemenea, atribuie conglomeratelor şi dolomitelor din zona Rusaia vîrsta antecarbonifer inferioară (seria de Rusaia)[1]. În 1970, I. Bercia şi Elvira Bercia atribuie complexului detritic filonizat (seria de Argestru) din unitatea de Bistriţa — Iacobeni, vîrsta paleozoic superioară, prin analogie cu depozite de vîrstă carboniferă. Au fost atribuite paleozoicului şi formaţiunile seriei de Tulgheş, în care s-a determinat o asociaţie microfloristică de vîrstă cambrian inferioară[2].

Prezenţa paleozoicului este semnalată şi în partea sovietică a Munţilor Maramureş. Astfel, încă din anul 1934, Z. Pazdro presupune existenţa carboniferului în Munţii Ciwczin pe baza unor impresiuni prost conservate de floră paleozoică. În 1957, L. G. Tkaciuk şi I. Gurjii au separat în Masivul Rahov seria de Kuzinsk, pe care au raportat-o la depozitele de vîrstă paleozoică, arătînd totodată poziţia ei discordantă faţă de seriile inferioare. Confirmarea existenţei depozitelor paleozoice în Masivul Rahov este adusă de F. I. Jukov (1968), care citează o asociaţie microfloristică de vîrstă carboniferă. O lucrare extrem de interesantă, privind structura acestui masiv, este publicată în 1968, de V. E. Hain, S. L. Bîzova, S. G. Rudakov şi V. I. Slavin, în care este figurată aria de răspîndire a depozitelor paleozoice, precum şi raporturile dintre diferitele serii separate în acest masiv. În 1970, A. K. Boiko, de la Universitatea din Lvov, publică o lucrare de sinteză privind formaţiunile paleozoice din partea nord-vestică a Munţilor Maramureş (partea sovietică).

Pe baza datelor furnizate de geologii sovietici, la nord de Masivul Pop Ivan, H. Kräutner presupune existenţa depozitelor paleozoice în bazinul văii Bistra, înglobînd la acestea toate formaţiunile atribuite de cercetătorii anteriori seriei de Tulgheş, figurîndu-le totodată în Harta geologică a Republicii Socialiste România, foaia Vişeu, scara 1 : 200 000, editată în 1967.

În urma cercetărilor noastre din anul 1970, am adus dovezi paleontologice privind vîrsta devonian superioară-carbonifer inferioară a depozitelor paleozoice, conturînd totodată cu exactitate aria lor de aflorare, ceea ce a permis obţinerea unei imagini total diferite a răspîndirii acestora, cît şi a seriilor de Tulgheş şi Pop Ivan. Prezentarea acestor date noi constituie obiectul lucrării de faţă.

Formaţiunile paleozoice din bazinul văii Bistra apar sub formă de petice, stînd transgresiv şi discordant peste partea superioară, retromorfozată, a seriei de Pop Ivan. Uneori ele sînt încălecate de formaţiunile acestei serii (Vf. Preluca), care prezintă un caracter de solzi, datorită unor împingeri de la vest spre est. Relaţiile de superpoziţie cu seria de Tulgheş nu sînt încă suficient de clare, din cauza raporturilor tectonice dintre ele (fig. 1).

În cuprinsul lor s-au separat două complexe: complexul terigen carbonatic (inferior) şi complexul vulcanogen-sedimentogen (superior).

---

[1] Informaţie verbală.

[2] Violeta Iliescu şi M. Mureşan (1970), *Asupra prezenţei cambrianului inferior din Carpaţii Orientali — Seria epimetamorfică de Tulgheş*, sub tipar.

a) Complexul terigen carbonatic este alcătuit dintr-o alternanță de cuarțite albe microconglomeratice, dolomite silicioase, filite, cuarțite negre grafitoase, șisturi grafitoase, șisturi sericito-cloritoase, calcare și dolomite albe sau cenușii, șistoase sau masive, și rare intercalații de metabazite și metatufite acide. În cadrul lui s-au separat patru orizonturi:

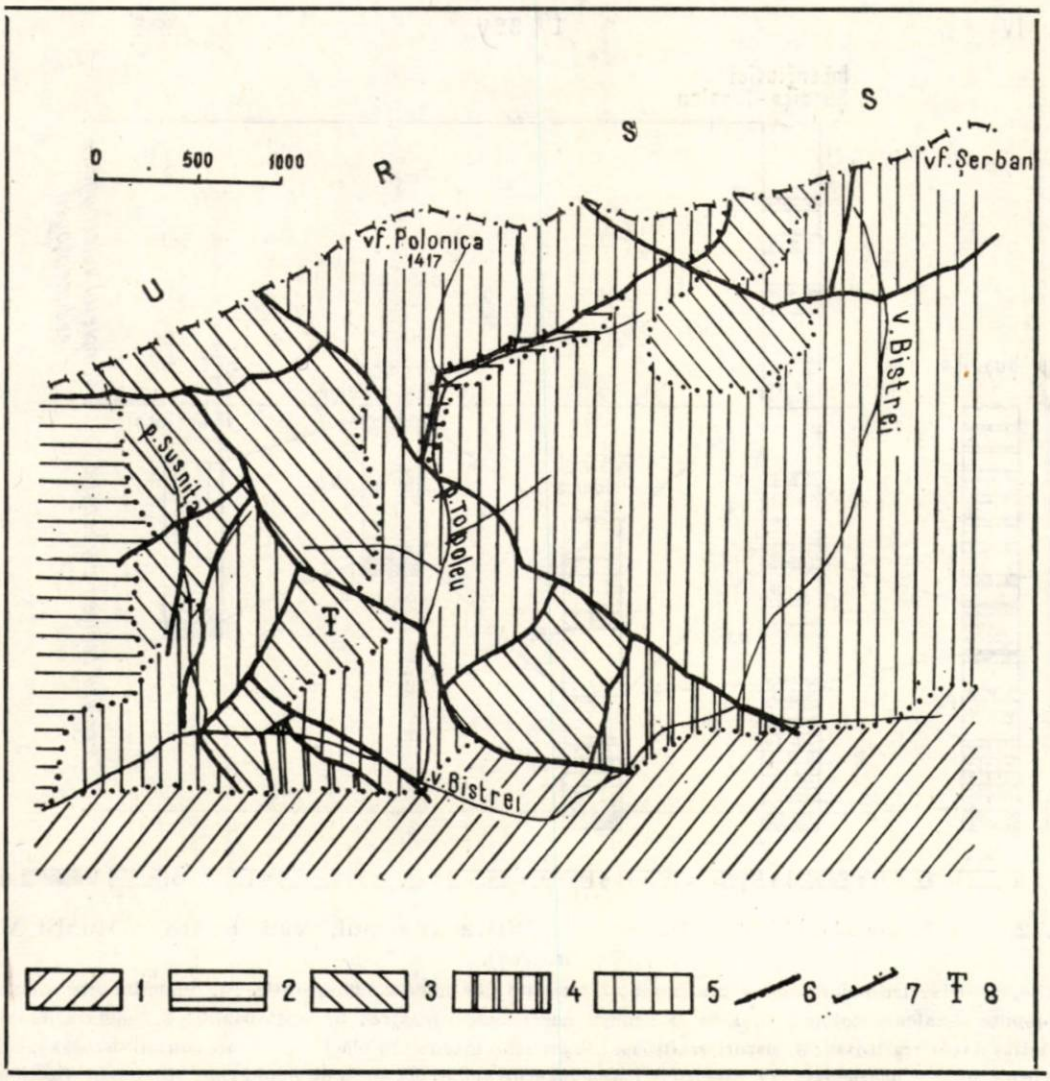


Fig. 1. — Schița geologică a bazinului văii Bistra — Munții Maramureș (după G. Pitulea și colab., 1970).

1, Depozite eocene; *2*, depozite cretacice; *3*, seria de Bistra (devonian superior — carbonifer inferior); *4*, Seria de Tulgheș (proterozoic superior — cambrian inferior); *5*, seria de Pop Ivan (anteproterozoic superior); *6*, falie; *7*, linie de încălecare; *8*, punct fosilifer.

a_1) Orizontul carbonatic inferior, care începe cu un nivel de cuarțite albe microconglomeratice (6—12 m grosime), peste care urmează un nivel de dolomite silicioase albe, cu intercalații cenușii, masive (10—100 m grosime). Orizontul se încheie cu un nivel de dolomite și calcare dolomitice masive, albe și cenușii-negricioase.

a_2) Orizontul cu metabazite, ce urmează în continuitate de sedimentare, este constituit din filite (predominant) și șisturi sericito-cloritoase,

în care se separă două nivele de metabazite (5—12 m grosime fiecare) şi un nivel de metatufite acide (0,5 m grosime).

a_3) Al treilea orizont, „detritogen-grafitos", este constituit din filite şi şisturi sericito-cloritoase ± grafit, în care se separă un nivel de cuarţite negre grafitoase (1—2 m grosime), un nivel de calcare dolomitice cenuşii şistoase (10—30 m grosime), un nivel discontinuu de şisturi grafitoase

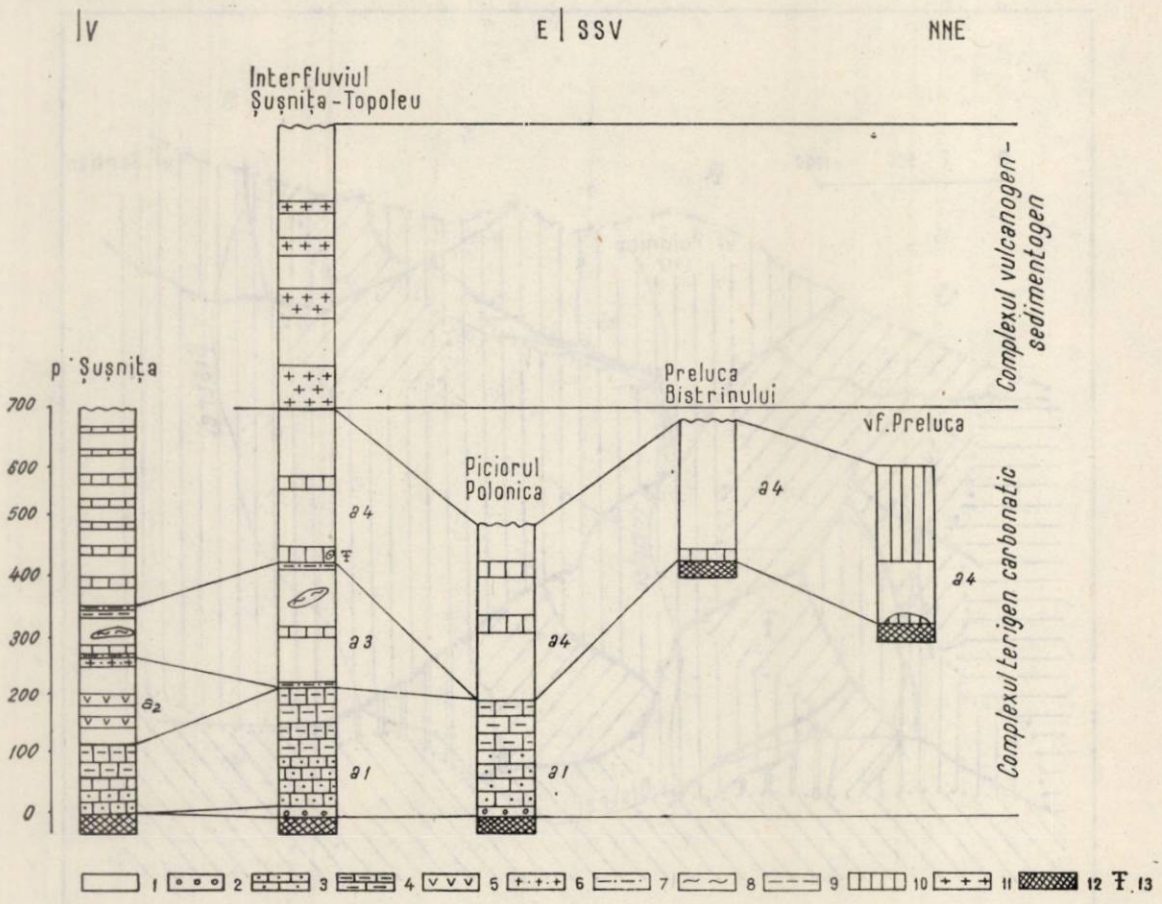


Fig. 2. — Coloane stratigrafice în seria de Bistra (bazinul, văii Bistra — Munţii Maramureş).

1, Filite, şisturi sericito-cloritoase ± grafitoase; *2*, cuarţite albe microconglomeratice; *3*, dolomite albe silicioase; *4*, dolomite şi calcare dolomitice, albe şi cenuşii negricioase, masive; *5*, metabazite; *6*, metatufite acide; *7*, cuarţite negre grafitoase; *8*, şisturi grafitoase; *9*, cuarţite maronii în plăci *10*, calcare cenuşii şistoase şi calcare dolomitice masive, negricioase. *11*, metatufuri şi metatufite acide; *12*, seria de Pop Ivan; *13*, punct fosilifer; a_1, orizontul carbonatic inferior: a_2, orizontul cu metabazite; a_3, orizontul detritogen grafitos; a_4, orizontul carbonatic superior.

(5—10 m grosime), un nivel subţire de cuarţite maronii în plăci (1—2 m grosime) şi un alt nivel de cuarţite negre grafitoase (0,5—1,5 m grosime).

a_4) Orizontul carbonatic superior, care încheie acest complex, este alcătuit dintr-o alternanţă de filite, şisturi sericito-cloritoase ± grafit, calcare cenuşii ± dolomitice, şistoase (7 nivele a căror grosime variază de la 1—10 m) şi dolomite masive, cenuşii-negricioase.

b) Complexul vulcanogen-sedimentogen urmează peste complexul anterior, având o grosime de 400—600 m şi fiind constituit dintr-o alternanţă de şisturi sericito-cloritoase, filite şi metatufuri şi metatufite acide (4 nivele a căror grosime variază între 10 şi 150 m).

Succesiunea stratigrafică prezentată, pentru care propunem denumirea de „seria de Bistra", este bine deschisă pe interfluviul Topoleu—Susnița — pîrîul Susnița și Piciorul Polonica. În peticele de pe vîrful Preluca și Preluca Bistrinului, formațiunile paleozoice vin în contact direct cu seria de Pop Ivan, retromorfozată, fie prin filitele cenușii, fie prin calcarele dolomitice, cenușii, șistoase, ale orizontului carbonatic superior (fig. 2).

ARGUMENTE PRIVIND VÎRSTA PALEOZOICĂ A SERIEI DE BISTRA

a) *Argumente litologice.* Formațiunile paleozoice din bazinul văii Bistra sînt alcătuite dintr-o alternanță de cuarțite albe microconglomeratice, dolomite silicioase, filite, cuarțite negre grafitoase, șisturi grafitoase, șisturi sericito-cloritoase ± grafit, calcare și dolomite cenușii șistoase, rubanate sau masive, și metatufuri acide și bazice. Asociații asemănătoare sînt descrise în seria de Repedea din Munții Rodnei (H. Kräutner, 1968 și 1970; Florentina Kräutner și Elena Mirăuță, 1968), în bazinul văii Vaser (P. Ciornei, 1970), în bazinul văii Bistriței (Țibău, Rusaia — H. Kräutner, 1968 și 1970), în autohtonul Carpaților Meridionali (L. Pavelescu și Maria Pavelescu, 1964—1966), cuprinse sub numele de seria de Tulișa, și în Masivul Rahov (L. G. Tkaciuk și D. V. Gurjii, 1957; A. L. Krivin, 1961; L. G. Tkaciuk și P. Danilovici, 1965; V. I. Ciulacinikov, 1962, după F. I. Jukov, 1968; V. E. Hain, S. L. Bîzova, S. G. Rudakov și V. I. Slavin, 1968). Unele fragmente găsite în versantul stîng al pîrîului Topoleu (gresii cenușii muscovitice și conglomerate cuarțoase) sînt asemănătoare cu conglomeratele și gresiile semnalate de G. Pitulea și colab., în 1969[3], în bazinul văii Repedea (pîraiele Plăic, Smerecenîi, Pentaia, Polanski) și comparabile cu formațiunile descrise de F. I. Jukov (1968) în bazinele pîraielor Berlebași, Cuzia, Lescinka, Rozis și Zvinski, atribuite carboniferului pe baza unor asociații palinologice. Trebuie de asemenea menționate calcarele cenușii șistoase din cursul mijlociu al văii Pentaia, care pot fi paralelizate cu calcarele din orizontul superior al complexului carbonatic.

b) *Argumente paleontologice.* Două din probele colectate de noi de pe pîrîul Susnița și interfluviul Topoleu — Susnița, din calcarele cenușii aparținînd orizontului carbonatic superior al complexului terigen carbonatic, au conținut o asociație sporo-polinică ce indică vîrsta devonian superioară — carbonifer inferioară (*Verrucosisporites* sp., *Stenozonotriletes* sp., *Reticulatisporites* sp., *Retusotriletes* sp., *Lophozonotriletes* sp., *Archaeoperisaccus* sp.? *Hymenozonotriletes* sp., *H. endemicus* Tschib, *Zonotriletes luteolus* Luber, *Densosporites* sp., *Laevigatosporites* sp.)[4].

---

[3] G. Pitulea și colab. (1969), *Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereuri neferoase în bazinele văilor Ruscova și Repedea (reg. Poienile de sub Munte, Maramureș)*, arh. M.M.P.G.

[4] G. Pitulea și Adina Visarion (1971), *Asupra prezenței unor formațiuni devonian superioare—carbonifer inferioare, metamorfozate, din bazinul văii Bistra (Maramureș)*, com. șed. Acad. R.S.R.

Determinarea vîrstei devonian superioară — carbonifer inferioară, pe baza asociaţiei fitoplanctonice citate, vine în sprijinul vîrstei similare a secvenţei din seria de Repedea, paralelizabilă litologic şi stratigrafic cu cea din bazinul văii Bistra, întrucît resturile organice determinate de Florentina Kräutner şi Elena Mirăuţă în 1968 (osicule de microcrinoide, aparţinînd probabil ordinului *Disparida*) evoluează într-un interval de timp mai larg (ordovicianul mediu — permianul superior).

c) În sprijinul argumentelor expuse mai sus se adaugă cele rezultate din paralelizările stratigrafice. Succesiunea stratigrafică a depozitelor paleozoice din bazinul văii Bistra prezintă asemănări cu succesiunea depozitelor seriilor de Repedea, din Munţii Rodnei, de Ţibău şi Rusaia, din bazinul văii Bistriţei, precum şi cu cele ale seriilor de Kuzinsk (partea inferioară),

Tabelul

Paralelizarea subunităţilor stratigrafice ale seriei de Bistra cu seriile de

Seria de Ţibău (H. Kräutner, 1971)	Seria de Rusaia (H. Kräutner, 1971)	Seria de Repedea (H. Kräutner, 1968—1970)		Seria de Bistra	
Complexul şisturilor verzi		Complexul vulcanogen superior			
Complexul vulcanogen acid		Complexul detritogen grafitos superior	Orizontul metagrauwakelor	Complexul vulcanogen-sedimentogen	
Complexul calcarelor de Ţibău			Orizontul dolomito-calcaros	Complexul terigen carbonatic	Orizontul carbonatic superior
	Complexul dolomitelor şi al şisturilor carbonatice		Orizontul grafitos metaconglomeratic		Orizontul detritogen grafitos
					Orizontul de metabazite
					Orizontul carbonatic inferior
		?			
	Complexul conglomeratelor şi calcarelor de Pîrîul Omului	Complexul vulcanogen mediu			
		Complexul detritogen grafitos inferior			
		Complexul vulcanogen bazal			

* Paralelizările dintre seriile de Repedea şi Tulişa, după Florentina Kräutner şi Elena Mirăuţă

Rozisk (etajul superior ?), Belopotok (complexul inferior al etajului structural superior ?), din Munții Rahov.

În succesiunea stratigrafică a paleozoicului din bazinul văii Bistrei lipsește însă o mare parte din succesiunea seriei paleozoice de Repedea descrisă în Munții Rodnei. Astfel, aici nu aflorează complexele vulcanogen bazal, detritogen grafitos inferior, vulcanogen mediu și vulcanogen superior. Cele două complexe separate în bazinul văii Bistra corespund stratigrafic complexului detritogen grafitos superior al seriei de Repedea, constituit din trei orizonturi: orizontul grafitos metaconglomeratic, orizontul dolomito-calcaros și orizontul metagrauwakelor. Primul orizont corespunde orizonturilor carbonatic inferior, detritogen grafitos și orizontului cu metabazite, al doilea orizontului carbonatic superior, iar al treilea complexului vulcanogen-sedimentogen, separate de noi în bazinul văii Bistra.

nr. 1

Repedea, Țibău, Rusaia, Tulișa, Kuzinsk, Rozisk și unitatea de Belopotok *

Seria de Kuzinsk (Krivin, Tkaciuk, 1957; Krivin, 1960—1961; Ciulacinikov, 1962; Hain și colab., 1968)	Seria de Rozisk (?) (Hain și colab., 1968)	Unitatea de Belopotok, etajul superior al complexului baicalo-hercinic (Hain și colab.,1968)	Seria de Tulișa (L. Pavelescu și Maria Pavelescu, 1964—1966)
Filite Șisturi sericito-cloritoase Cuarțite Calcare negre fin rubanate Șisturi sericito-cloritoase Dolomite Cuarțite negre	Șisturi sericitoase Cuarțite Calcare cenușii	Gresii negre cărbunoase Conglomerate cuarțoase	Complexul superior (filite grafitoase)
			Complexul mediu (șisturi verzi, calcaroase)
			Complexul inferior (metaconglomerate, șisturi arcoziene, calcare, șisturi cu cloritoid)
			Șisturi verzi din baza seriei de Rafaila (Valea Jiului)

(1968).

Complexul calcarelor şi dolomitelor de Cîrlibaba — Ţibău şi complexul vulcanogen acid din seria de Ţibău se pot paraleliza cu orizontul carbonatic superior şi, respectiv, complexul vulcanogen-sedimentar din bazinul văii Bistra, iar complexul dolomitelor şi şisturilor carbonatice din seria de Rusaia, probabil, cu orizontul carbonatic inferior, complexul conglomeratelor şi calcarelor de Pîrîul Omului lipsind din succesiunea seriei de Bistra.

Caracterele litologice şi succesiunea stratigrafică, parţial diferite, a depozitelor paleozoice din bazinul văii Bistra, faţă de paleozoicul din Munţii Rodnei şi din restul Carpaţilor Orientali, au constituit argumentele care ne-au determinat să atribuim acestei succesiuni denumirea de „seria de Bistra".

O paralelizare mai detaliată cu formaţiunile paleozoice ale seriei de Kuzinsk, din Masivul Rahov, este greu de făcut pe baza literaturii avută la dispoziţie. Trebuie subliniat însă că, în alcătuirea părţii inferioare a acestei serii, toţi autorii sovietici amintiţi mai sus citează filite, cuarţite negre, calcare şi dolomite, asemănătoare cu cele descrise de noi în bazinul văii Bistra.

Încercarea de a face o paralelizare cu seria de Tulişa este contrazisă de alcătuirea petrografică şi de succesiunea stratigrafică a acesteia. Probabil că o parte din complexul terigen carbonatic să fie paralelizabilă cu complexul superior (filite grafitoase) din această serie (tabelul nr. 1).

Din analiza datelor cuprinse în acest tabel rezultă că geosinclinalul în care s-au format depozitele devonian-carbonifere a avut o evoluţie completă numai în Munţii Rodnei, unde trebuie situată zona sa centrală, de adîncime maximă, celelalte regiuni, de la nord şi sud, fiind situate periferic, fapt care explică grosimea din ce în ce mai mică a aceloraşi formaţiuni, precum şi abundenţa materialului detritic, în contrast cu zona centrală, unde grosimea depozitelor este cu mult mai mare, iar produsele magmatismului bazic iniţial au o dezvoltare impresionantă.

Lucrarea de faţă nu şi-a propus discutarea implicaţiilor care le incumbă prezenţa acestor formaţiuni în evoluţia tectono-magmatică a Carpaţilor Orientali. Ea n-a avut decît scopul de a completa, într-o oarecare măsură, imaginea care o aveam pînă acum privind răspîndirea paleozoicului mediu metamorfozat din această unitate structurală a Carpaţilor româneşti.

LES FORMATIONS PALÉOZOÏQUES MÉTAMORPHISÉES DE L'EXTRÉMITÉ NORD-OUEST DES MONTS MARAMUREŞ (BASSIN DE LA VALLÉE DE BISTRA)

RÉSUMÉ

L'auteur présente la succession stratigraphique des formations paléozoïques faiblement métamorphisées, qui se développent dans l'extrémité nord-ouest des Monts Maramureş.

Ces formations, incluses par l'auteur dans la « série de Bistra », ont été attribuées par G. Pitulea et Adina Visarion (1971) à l'âge dévonien supérieur — carbonifère inférieur, en tenant compte d'une association microfloristique, déterminée dans les calcaires de la partie moyenne de cette série.

La série de Bistra comprend deux complexes stratigraphiques : un complexe basal, détritogène-carbonatique et un autre, supérieur, volcanogène-sédimentogène.

Dans le complexe détritogène-carbonatique, transgressif sur la partie supérieure, rétromorphisée, de la série mésométamorphique de Pop Ivan, on a séparé quatre horizons : l'horizon carbonatique inférieur qui commence par un niveau de quartzites blanches microconglomératiques, suivi d'un niveau de dolomies silicieuses massives, blanches et grises, et d'un autre niveau de dolomies et calcaires dolomitiques massifs, blancs ou gris noirâtres ; l'horizon à métabasites, formé pour la plupart de phylites et schistes séricito-chloriteux, où l'on a séparé deux niveaux de métabasites ; l'horizon détritogène-graphiteux, formé d'une alternance de quartzites noires graphiteuses, schistes graphiteux et calcaires dolomitiques schisteux, gris ; l'horizon carbonatique supérieur à phylites, schistes sériciteux-chloriteux $\pm$ graphiteux, calcaires gris $\pm$ dolomitiques schisteux (sept niveaux) et dolomies massives grises noirâtres. Cet horizon se trouve en succession normale au-dessus de l'horizon antérieur, ou même transgressivement sur la série de Pop Ivan (Vf. Preluca, Preluca Bistrinului).

Le complexe volcanogène-sédimentogène, situé au-dessus du complexe précédent, est formé d'une alternance de phylites, schistes sériciteux-chloriteux et métatufs et métatuffites acides (quatre niveaux de 10—150 m d'épaisseur).

Les arguments paléontologique concernant l'âge de ces formations sont complétés par des arguments lithologiques et des corrélations stratigraphiques avec les séries paléozoïques de Repedea (Monts Rodna), Rusaia, Țibău (bassin de la vallée de Bistrița), Tulișa (Carpates Méridionales) et avec les séries de Kuzinsk, Rozisk et l'étage supérieur du complexe baïkalo-hercynien de l'unité tectonique de Belopotok, qui se développent dans la partie soviétique des Monts Maramureș (massifs de Rahov et Cziwczin), attribuées par divers auteurs soviétiques au Paléozoïque moyen, ou supérieur, en tenant compte de certaines associations microfloristiques ou de certaines traces fossiles de plantes mal conservées (F. I. Jukov, 1968, L. Pazdro, 1934).

La détermination paléontologique de l'âge (dévonien supérieur — carbonifère inférieur) de la série de Bistra vient confirmer le même âge pour la partie moyenne de la série de Repedea, attribuée par Florentina Kräutner et Elena Mirăuță (1968), au dévonien — carbonifère en tenant compte de certaines corrélations lithologiques et stratigraphiques avec la série paléozoïque de Tulișa et le dévonien moravo-silésien et même à la suite de l'identification de certaines traces organiques (ossicules de crinoïdes) mais dont l'évolution a eu lieu dans un intervalle plus large (ordocivien moyen — permien supérieur).

BIBLIOGRAFIE

Bercia I., Bercia Elvira (1970), *Contribuții la cunoașterea geologiei regiunii Vatra Dornei — Iacobeni* (Carpații Orientali), An. Inst. geol., **XXXVII** (1967—1968).

Boiko A. K. (1970), *Doverhnii paleozoiskii kompleks severo-zapadnogo okonceaniia Marmaroș-skogo massiva (Vostocinîe Karpati)*, Izd. Lvovskogo Universiteta.

Ciornei P. (1970), *Privire generală asupra mineralizațiilor din bazinul Vaser (Maramureș)*, D. S. Inst. geol. **LIV**/4 (1966—1967).

Codarcea Dessila M. (1967), *Noi date asupra stratigrafiei terenurilor cristalofiliene din România*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **12**, *1*.

Hain V. E., Bîzova S. L., Rudakov S. G., Slavin V. I. (1968), *O pokrovnoi strukture Rahovs-kogo massiva (Vostocinîe Karpati)*, Vestnik Moskovskogo Universiteta, Gheol., **5**.

Jukov F. I. (1968), *O kamennougolnîh otlojeniiah severo-zapadnogo okonceaniia Marmaroșskogo massiva*, Gheol. jurnal., Kiev, **XXXVIII**, *5*.

Krivin A. L. (1961), *Gheologhiceskoe stroenie raiona Kobileţkoi Poleani (Rahovskii massiv)* i *Poleanskogo mestorojdeniia fosforitov*, Gheol. sb. Lvov. Gheol. ob-va, *7—8*.

Kräutner Florentina, Mirăuță Elena (1970), *Asupra prezenței Devonian-Carboniferului în cristalinul Carpaților Orientali*, D. S. Inst. geol., **LV** (1967—1968).

Kräutner H. (1968), *Vederi noi asupra masivului cristalin al Rodnei*, St. cerc. geol., geof. geogr., Seria geologie, **13**, *2*.

Kräutner H., Kräutner Florentina (1970), *Formațiunile cristaline din versantul nordic al masi-vului Rodnei*, D. S. Inst. geol., **LV** (1967—1968).

Kräutner Th. (1938), *Das kristalline Massiv von Rodna (Ostkarpaten)*, An. Inst. geol. Rom., **XIX**.

Paul C. M. (1876), *Grundzüge der Geologie der Bukowina*, Jahr. d. geol. R. A., Viena, **XXVI**.

Pavelescu L., Pavelescu Maria (1964) *Geologia și petrografia văii Jiului Românesc între Oslea și Petroșeni*, An. Com. geol., **XXXIII**.

— (1965), *Cercetări geologice și petrografice între Oașa (munții Sebeș) și Urdele (munții Parîngului)*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **10**, *1*.

— (1966), *Cercetări geologice și petrografice în bazinul văii Jiului transilvan și al văii Jieţului*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **11**, *1*.

Pazdro Z. (1934), *Les montagnes de Czywczyn*, Ann. Soc. Géol. Pol. C. Cracovia.

Pitulea G. (1967), *Recherches géologiques dans la zone cristalline des Carpates Orientales. (Région de Pop Ivan — Tulgheș)*, Rev. Roum. géol. géoph. géogr., Série géologie **11**, *2*.

Tkaciuk L. G., Gurjii D. V. (1957), *Rahovskii kristalliceskii massiv*, Izd-vo AN USSR, Kiev.

Tkaciuk L. G., Danilovici P. (1965), *Metamorfism kristalicinîh slanțiv shidnîh Ukrainskih Karpat*, Gheol. jurnal AN USSR, **XXV**, *6*.

Zapalowicz H. (1886), *Eine geologische Skizze des östlichen Teiles der Pokutisch — Marmaroscher Grenzkarpathen*, Jahr. d.k.k. geol. Reichsanst., Viena, **XXVI**.

Walther B. (1876), *Die Erzlagerstätten der südlichen Bukowina*, Jahr. d. geol. R. A., Viena.

Primit în redacție la 7 iunie 1971

Întreprinderea geologică
de prospecțiuni

DESPRE VÎRSTA ABSOLUTĂ A UNOR ROCI ERUPTIVE ŞI METAMORFICE DIN MASIVUL DITRĂU ŞI MUNŢII BANATULUI DIN ROMÂNIA

DE

G. P. BAGDASARIAN *

55(05)

Autorul, în timpul călătoriei sale ştiinţifice de trei săptămîni în Republica Socialistă România, efectuată în luna noiembrie 1966, a avut ocazia de a cunoaşte complexul alcalin Ditrău, rocile alcaline ce-l formează, precum şi unele roci eruptive, şisturile cristaline şi gnaisele din zona Munţilor Banatului.

În cadrul Masivului Ditrău observaţiile s-au efectuat dinspre vest-sud-vest spre est-nord-est pe văile rîului Jolotca şi Valea Mare Ditrău. În lungul acestor văi, Masivul Ditrău aflorează ceva mai mult, ceea ce a permis observarea principalelor tipuri şi varietăţi de roci constituente, corelaţia lor şi particularităţile structural-texturale.

În procesul observaţiilor de teren, efectuate atît în Masivul Ditrău, cît şi în zona Munţilor Banatului, pe lîngă recoltarea unor probe caracteristice pentru cercetările mineralogice şi petrografice, au fost recoltate de asemenea în mod special şi probe pentru determinarea vîrstei lor absolute.

Scopul cercetărilor a fost cunoaşterea structurii, a rocilor şi a condiţiilor de formare a acestui complex alcalin şi compararea lui cu complexul alcalin Tejsarsk, unic în Caucaz.

În cadrul zonei cutate centrale din Podişul armean, în lanţul muntos Pambaksk, aflorează complexul alcalin Tejsarsk, unul din cele mai rar întîlnite în natură. Rocile ce formează complexul Tejsarsk sînt reprezentate prin trahiandezite, ortofire, fonolite leucitice, tefrite, sienite nefelinice şi pseudoleucitice, monzonite, sienite cuarţoase. Acest complex reprezintă o asociaţie vulcano-plutonică, formată dintr-un complex de corpuri efuzive alcaline şi un corp intruziv de tip central cu o structură zonală concentrică şi daicuri inelare, ce străbate complexul (G. P. Bagdasarian,

* Conducătorul Secţiei de petrografie, mineralogie şi a laboratorului de geocronologie absolută a Institutului de ştiinţe geologice al Academiei de Ştiinţe a R.S.S. Armene.

1950, 1950 *a*, 1954, 1955, 1956, 1956 *a*, 1959, 1962, 1962 *a*, 1964, 1966, 1966 *a*, 1969; V. N. Kotlear, 1958). Tot aici, în nucleele structurilor anticlinale alpine, de sub depozitele cretatice şi jurasice aflorează un complex şistos vechi străpuns de corpuri intruzive premezozoice şi mezozoice.

Trebuie să subliniem faptul că, atît după situaţia şi structura geologică, cît şi după compoziţia rocilor şi condiţiile lor de formare, complexele alcaline Ditrău şi cele din asociaţia vulcano-plutonică Tejsarsk au puţine trăsături comune între ele, avînd analogi mai mult sau mai puţin apropiaţi în alte regiuni.

În prezenta lucrare se prezintă rezultatele cercetărilor geocronologice şi determinările de vîrstă absolută a rocilor eruptive şi metamorfice recoltate în România.

Autorul aduce mulţumiri pentru ajutorul deosebit şi atenţia acordată în timpul vizitei în România din partea profesorilor V. Ianovici, D. Giuşcă, dr. J. Ionescu, dr. H. Savu şi dr. O. Anton de la Institutul de geologie, care l-a însoţit permanent pe teren. În timpul observaţiilor pe teren şi la studierea mineralogică-petrografică a rocilor recoltate în Masivul Ditrău, precum şi la stabilirea corelaţiilor geologice, autorului i-a fost de mare ajutor bibliografia existentă dedicată Masivului Ditrău, mai ales cercetările îndelungate ale lui V. Ianovici (1931—1938) şi A. Codarcea, Marcela Dessila-Codarcea şi V. Ianovici (1957), care tratează multilateral şi detaliat acest complex alcalin unic.

Studierea mineralogică-petrografică şi determinarea vîrstei absolute a rocilor recoltate s-a efectuat la sectorul de petrografie şi mineralogie şi în laboratorul de radiogeocronologie a Institutului de ştiinţe geologice al Academiei de Ştiinţe a R.S.S. Armene, aflate sub conducerea autorului.

METODICA CERCETĂRILOR RADIOLOGICE

După o studiere microscopică, au fost supuse studierii radiogeocronologice un număr de 20 de probe. Vîrsta fiecărei probe a fost determinată prin două metode K-Ar, care se controlează reciproc: volumetrică şi cea a diluţiei izotopice.

La metoda volumetrică, proba în greutate de 20—25 g a fost topită în tuburi de cuarţ la o temperatură de 1250°C. Cantitatea de argon obţinută prin metoda obişnuită (în cuptoare cu SiO şi Ca) a fost măsurată cu un manometru Mac-Leod. Amestecul de argon aerian în argonul total măsurat (în procente) a fost stabilit cu un spectrometru de masă MS-2M prin metoda de măsurare cu două raze a raporturilor izotopice Ar^{38}/Ar^{40}, a probei şi a etalonului (argon tehnic). Compoziţia izotopică a celui din urmă era controlată periodic în laboratorul de argon obţinut din aer. În cazul cînd s-a lucrat prin metoda diluţiei izotopice, proba în greutate de 10—12 g a fost topită într-un reactor metalic din oţel inoxidabil, cuplat cu o instalaţie pentru determinarea volumetrică a argonului. Ca indicator a fost utilizat izotopul Ar^{38}, diluat în CO_2. Coeficientul de diluţie a izotopului (titru Ar^{38} în amestec cu $Ar^{38} + CO_2$) a fost determinat după o serie specială de elemente, de asemenea prin metoda diluţiei izotopice. În acest caz, ca diluant a fost utilizat argonul aerian, obţinut din aer cu ajutorul acestei instalaţii.

Pentru dozarea fracţiilor de amestec a Ar^{38} şi CO_2 la aparat a fost racordat un dispozitiv de dozare. Însă măsurarea cantităţii precise a indicatorului dozat (traser) se face pe un manometru obişnuit Mac-Leod. Eroarea de dozare reprezintă $\pm$ 0,5—1%. Traserul se adaugă după topirea probei şi transmiterea gazelor separate în fracţiunea de măsură.

Eroarea analitică la determinarea argonului se apreciază la $\pm$4—5% pentru ambele metode.

Conţinutul de potasiu din probe a fost determinat prin două metode deosebite : cu perclorați şi cu fotometrul cu flacără. Decalajul mediu între determinările potasiului prin aceste metode nu depăşeşte 4—5%.

La calculul vîrstei au fost utilizate valorile medii ale potasiului şi constantele de dezintegrare a K^{40}, recomandate de Comisia pentru geocronologie absolută a Academiei de Ştiinţe a U.R.S.S. : $\lambda_k = 5{,}57 \cdot 10^{-11}$ ani^{-1}; $\lambda_\beta = 4{,}47 \cdot 10^{-10}$ ani^{-1}.

Analizele chimice ale potasiului au fost efectuate prin metoda cu perclorați de către M. H. Gukasian şi S. O. Sişian, iar prin cea fotometrică cu flacără de către B. Z. Nasardinova. Analizele de control au fost efectuate la IMGRE de către O. L. Muşko. Analiza izotopică spectrometrică de masă a fost executată de R. H. Gukasian. Degajarea argonului la aparatul Hlopin-Herling a fost efectuată de F. A. Sarkisian şi L. M. Haciatrian şi controlată periodic de R. H. Gukasian.

Eroarea totală de determinare a valorilor de vîrstă absolută a probelor se estimează la $\pm$ 7-8%.

Este necesar să subliniem faptul că, pentru obţinerea unor valori de vîrstă mai precise, în laboratorul nostru, de obicei, întreaga serie de cercetări pentru fiecare probă, începînd de la analiza chimică a potasiului şi terminînd cu analiza izotopică spectrometrică de masă, a fost efectuată de două ori. În cazul cînd se observau uneori nepotriviri la datele experimentale obţinute, aceeaşi probă era supusă analizei a treia oară, în anumite cazuri şi a patra oară, pînă ce se obţinea o similitudine suficientă a rezultatelor.

Prezentăm mai jos o scurtă examinare a rezultatelor cercetărilor radiologice centralizate în tabelul nr. 1 şi interpretarea lor geologică posibilă.

1. Rocile complexului diorit hornblenditic al Masivului Ditrău sînt caracterizate prin 4 probe — nr. 1—4 (tabelul nr. 1). Dintre acestea, proba nr. 1 ne dă o valoare de vîrstă de 196 mil. ani. Acesta este un hornblendit, care aproape că nu poartă urmele unor procese metamorfice (metasomatice), în timp ce probele nr. 2, 3 şi 4 au fost recoltate din corpuri mari şi mici de pe cîmpurile de dezvoltare a sienitelor şi, probabil, au fost supuse într-o anumită măsură unor procese ulterioare, legate de sienitizarea rocilor preexistente din Masivul Ditrău. Putem presupune o vîrstă prejurasică de formare a complexului diorit hornblenditic [1].

2. Formarea complexelor sienitic şi granodioritic — procesele de sienitizare şi granitizare, judecînd după 13 serii de date asemănătoare obţinute pe probele nr. 5—9, pot fi atribuite părţilor superioare ale jurasicului superior — neocomianului. Creşterea neînsemnată a valorii de

[1] Probele de diorit propriu-zis, recoltate din acest complex, au avut un conţinut neînsemnat de potasiu, ceea ce nu a permis efectuarea determinărilor de vîrstă.

Tabelul nr. 1

Rezultatele datării absolute a probelor de roci din Masivul Ditrău şi a unor probe de roci din Munţii Banatului (România)

Nr. crt.	Numerele probelor	Denumirea mineralului sau a rocii şi locul recoltării	Conţinutul de potasiu %	K^{40} g/g 10^{-6}	$\%Ar^{40}$	Ar^{40} cm^3/g 16^{-6}	Ar^{40} g/g 10^{-9}	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$ 10^{-3}	Vîrste în mil. ani	Val. medie a vîrstei (mil. ani)	Observaţii
1	5 138	Hornblendit. Din corp lentiliform în diorite gnaisice. Flancul drept al văii Jolotca, la vest de vărsarea pîrîului Teasculuí.	1,15 1,15	1,40 1,40	86,2 56,7	8,71 9,54	15,6 17,1	11,1 11,9	190 202	196±6	
2	5 136 [a]	Hornblendit dintr-un corp păstrat în zona sienitelor gnaisice. Versantul drept al văii Jolotca, la vest de vărsarea afluentului Şimoi.	3,50 3,50	4,22 4,22	90,3 95,1	21,8 22,4	39,0 40,0	9,25 9,47	159 163	161±2	
3	5 134 [a]	Hornblendit dintr-un xenolit de mari dimensiuni. Versantul drept al văii Jolotca, la vest de vărsarea pîrîului Holoşag.	2,72 2,72 2,72	3,32 3,32 3,32	89,0 80,8 88,0	17,8 15,8 18,9	31,9 28,2 33,8	9,65 8,50 10,20	165 148 175	161±10	
4	5 139	Hornblendit cu incluziuni de plagioclaz. Lîngă defileul dintre bazinul pîrîului Ditrăul Mare spre bazinul pîrîului Putna.	1,17 1,17	1,43 1,43	33,8 69,9	8,34 8,19	14,9 14,7	10,4 10,3	178 176	177±1	
5	5 137	Sienit-pegmatit dintr-un filon în hornblenditele zonei dioritelor gnaisice, la est de vărsarea afluentului Teasculuí în valea Jolotca.	2,01 2,01 2,01	2,45 2,45 2,45	47,0 50,9 52,8	11,6 11,7 10,5	20,7 20,9 18,5	8,44 8,54 7,52	145 148 131	142±7	
6	5 135	Sienit din zona sienitelor masive. Versantul drept al văii Jolotca, la est de vărsarea afluentului Şimoi.	5,28 5,28	6,45 6,45	86,0 92,2	27,3 25,8	48,9 46,2	7,60 7,17	132 125	128±3	
7	5 134	Sienit cu textură masivă din zona sienitelor de la marginea de est a satului Jolotca. Partea de mijloc a văii Jolotca.	5,02 5,02	6,13 6,13	82,2 73,0	23,5 24,2	42,0 43,4	6,85 7,09	119 123	121±2	

8	5 140	Sienit dintr-un filon de sienite gnaisice. Drumul din defileul dintre bazinul pîrîul Ditrăul Mare spre bazinul pîrîului Putna.	3,05 3,05	3,72 3,72	66,9 80,7	14,5 14,3	25,9 25,6	6,97 6,90	122 121	121,5±0,5	
9	5 133	Granit leucocratic din zona de dezvoltare a granitoidelor; valea Jolotca, lîngă vărsarea afluentului Hompot, la est de satul Jolotca.	4,82 4,82 4,82 4,82	5,87 5,87 5,87 5,87	91,2 91,2 79,5 74,1	26,0 21,6 24,9 21,2	46,6 38,7 44,6 37,9	7,93 6,59 7,60 6,47	138 115 132 113	125±10	
10	5 142	Sienit nefelinic. Pe valea Ditrău, spre cumpăna apelor cu pîrîul Putna, pe drum.	4,45 4,45	5,43 5,43	89,3 71,7	26,5 26,8	47,4 48,0	8,73 8,85	151 153	152±1	
11	5 141	Șist cristalin, micaceu. Bazinul pîrîului Putna, pe șoseaua Ditrău-Tulgheș, la km 20.	1,80 1,80	2,20 2,20	92,6 90,3	22,1 19,8	39,6 35,5	18,0 16,1	298 270	284±14	vîrsta ultimului metamorfism
12	5 146	Șist cristalin migmatizat dintr-un complex de șisturi din Munții Banatului, la marginea de vest a localității Teregova.	1,58 1,58	1,93 1,93	80,2 20,7	10,6 11,1	19,0 19,9	9,83 10,3	169 177	173±4	vîrsta ultimului metamorfism
13	5 147	Muscovit din pegmatită gigantocristalină feldspatică micacee. Filoanele se găsesc în șisturi în același loc cu proba 5 146.	8,96 8,96	10,9 10,9	55,2 85,2	64,0 70,4	114,6 126,0	10,5 11,5	180 196	188±8	pegmatitul conține beriliu
14	5 148	Gnais dintr-un complex situat pe drum, la 20 km de orașul Caransebeș spre Orșova, Munții Banatului.	2,49	3,04	91,8	17,5	31,4	10,3	177	177	vîrsta ultimului metamorfism
15	5 149	Granitoid. Daicuri cu o grosime de 1,5 m, secante cu dolomitele, subordonate complex de gnaise, dintr-o carieră de piatră la 22 km de orașul Caransebeș, Munții Banatului.	1,63 1,63	1,99 1,99	61,4 80,4	10,10 10,0	18,0 17,9	9,05 9,00	156 156	156	
16	5 151	Paragnais cu conținut de granați dintr-un complex de gnaise pe drumul spre Orșova, la 23 km de Caransebeș, Munții Banatului.	3,76 3,76	4,59 4,59	93,1 95,6	30,6 31,6	54,8 56,7	11,95 12,30	203 209	206±3	vîrsta ultimului metamorfism

Tabelul nr. 1 (urmare)

Nr. crt.	Numerele probelor	Denumirea mineralului sau a rocii şi locul recoltării	Conţinutul de potasiu %	K^{40} g/g 10^{-6}	$\%Ar^{40}$	Ar^{40} cm^3/g 16^{-6}	Ar^{40} g/g 10^{-9}	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$ 10^{-3}	Vîrste în mil. ani	Val. medie a vîrstei (mil. ani)	Observaţii
17	5 151[a]	Mică din aceeaşi probă nr. 5 151 determinată prin metoda Sr—Rb.	Conţinutul de Rb—87 = 0,00933 %; Sr—87 rad. = $1,09.10^{-4}$ %; Sr—ob = $206,6.10^{-6}$ g/g; Sr—87 radiogen reprezintă 0,52 % din stronţiul total. Vîrsta $\lambda = 1,39.10^{-11}$ ani^{-1}) = = 838.10^6 ani.								
18	5 152	Ortognais din acelaşi substrat vechi al Munţilor Banatului, la 27 km de Caransebeş pe drumul spre Orşova.	0,71 0,71	0,87 0,87	51,9 76,0	6,35 6,52	11,4 11,7	13,1 13,5	222 228	225±3	vîrsta ultimului metamorfism
19	5 131	Tuf cenuşiu neogen, din cariera de pe drumul din valea Oltului, la nord de Micfalău, aproape de satul Sîncrăieni.	1,78 1,78	2,17 2,17	10,8 5,0	0,33 0,33	0,59 0,60	0,28 0,28	5,0 5,0	5	
20	5 132	Tuf roşiatic din aceeaşi carieră de unde a fost recoltată şi proba nr. 5 131	1,72 1,72	2,10 2,10	5,0 2,5	0,32 0,32	0,57 0,58	0,27 0,27	4,9 4,9	4,9	

vîrstă a probei nr. 5 faţă de cea a probelor nr. 6—9 se explică, după părerea noastră, datorită unor conţinuturi de relicte nesubstituite de hornblendit în rocă.

3. Sienitul nefelinic (proba nr. 10), datat ca o probă reprezentativă din Masivul Ditrău, spre deosebire de sienite şi granite, a dat o vîrstă ceva mai mare — 152 mil. ani. După cum este cunoscut, observaţiile geologo-petrografice nu provoacă vreo îndoială considerabilă privind vîrsta aproape sincronă a sienitelor nefelinice şi a celor fără nefelin. Această valoare ridicată este condiţionată, după toate probabilităţile, prin prezenţa în rocă a cancrinitului, care, după cum se ştie din multiplele date bibliografice, conţine argon excedentar, ce duce la mărirea vîrstei rocii care conţine acest mineral.

4. Valorile de vîrstă a şisturilor cristaline cercetate din complexul de cantonament din Masivul Ditrău (proba nr. 11) reprezintă 284 mil. ani, care corespund după scara geocronologică părţilor superioare ale carboniferului. Însă această cifră nu datează vîrsta de formare a complexului cristalin, ci data ultimului metamorfism a acestuia. Şisturile cristaline şi gnaisele din Munţii Banatului (probele nr. 12, 14, 16 şi 18) au suferit un ultim metamorfism mult mai tîrziu decît şisturile care aflorează dincolo de defileul şoselei din bazinul văii Ditrăului spre bazinul rîului Putna (proba nr. 11). Valorile de vîrstă ale probelor nr. 18 (225 mil. ani) şi nr. 16 (206 mil. ani) corespund, respectiv, părţilor mijlocii şi superioare ale triasicului, iar probele nr. 14 şi nr. 12 — (177 şi 173 mil. ani) aproximativ limitei dintre jurasicul inferior şi mijlociu.

5. Dintre corpurile magmatice secante situate în complexul de gnaise şi şisturi cristaline din Munţii Banatului, au fost supuse datării radiologice absolute următoarele 2 probe:

a) Muscovit din pegmatit gigantocristalin muscovito-feldspatic (proba nr. 13), care aflorează ca un filon de mari dimensiuni cu o grosime de 2 m în gnaisele şi şisturile cristaline din marginea de vest a localităţii Teregova. Vîrsta de 188 mil. ani caracterizează timpul de formare a filonului amintit, corespunzător jurasicului inferior.

b) Daicurile rocii granitoide (proba nr. 15), cu o grosime de 1,5 m, care intersectează dolomitele în complexul de gnaise din cariera părăsită (la 22 km de oraşul Caransebeş în drum spre Orşova), dau o vîrstă de 156 mil. ani, corespunzătoare părţilor inferioare ale jurasicului superior.

Prezenţa acestor roci indică, probabil, unele procese magmatice ce au avut loc în jurasic, suprapuse peste rocile vechiului substrat. Este posibil ca timpul ultimului metamorfism, indicat mai sus pentru şisturi şi gnaise (probele nr. 16, 14 şi 12), să fie condiţionat de acţiunea termală a proceselor magmatice jurasice asupra rocilor din substrat, provocînd întinderea lor argonică.

6. Destul de importantă este determinarea vîrstei micei din gnais (proba nr. 16) prin metoda stronţiu-rubidiu (proba nr. 17), avînd ca scop o încercare de a determina vîrsta de formare a rocilor complexului de gnaise. Vîrsta ultimului metamorfism al acestei probe (nr. 16), după cum am arătat, dă după datele metodei K/A—208 mil. ani. Prin metoda stronţiu-rubidiu am reuşit să obţinem o vîrstă a rocilor din substrat egală cu 838 mil. ani, corespunzătoare precambrianului superior, după toate probabilităţile baikalianului.

Ultima dată ne permite să vorbim cu o anumită siguranţă despre o vîrstă posibil cambriană superioară (baikaliană?) de formare a rocilor substratului cristalin dezvelit, cel puţin pentru regiunea Munţilor Banatului.

Toate cele expuse privind vîrsta complexelor caracterizate mai sus nu sînt privite însă de autor ca fiind complete şi definitive. În mod incontestabil, complexele amintite necesită în viitor efectuarea unor cercetări şi precizări geocronologice mai detaliate.

În încheiere trebuie să arătăm că, pe lîngă rocile examinate mai sus, am mai datat după vîrstă două probe de roci vulcanice neogene din valea Oltului, de lîngă satul Sîncrăieni (probele nr. 19 şi 20). Rezutaltele determinărilor de 4 şi 4,9 mil. ani arată o vîrstă miocenă medie de formare a acestora.

ОБ АБСОЛЮТНОМ ВОЗРАСТЕ НЕКОТОРЫХ ИЗВЕРЖЕННЫХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД БАССЕЙНА ДИТРЭУ И БАНАТСКИХ ГОР РУМЫНИИ

РЕЗЮМЕ

Автор, руководитель Отдела петрографии, минералогии и лаборатории абсолютной геохронологии Института геологических наук Академии наук Армянской ССР, во время документационной командировки в СР Румынию в 1966 г., отобрал образцы щелочных пород и кристаллических сланцев в Банатских горах, ввиду определения их абсолютного возраста.

Автор, хороший знаток Тежсарского массива щелочных пород в Памбакском хребте Армянской ССР, имел целью провести сравнение указанного массива с массивом щелочных пород Дитрэу.

Для определения абсолютного возраста был применен калиаргоновый метод: объемный и изотопного разбавления; только в одном случае (слюда из парагнейса с гранатами Банатских гор, в 23 км от г. Карансебеша, к г. Оршова, образец 5151 а) был применен рубидий-стронцевый метод.

Для щелочных пород Дитрэу автор нашел возраст между 121 и 196 млн. лет, придавая диорит-горнблендитовому комплексу предюрский возраст, а сиенитовому комплексу — верхнеюрский — неокомский возраст; абсолютный возраст последнего метаморфизма кристаллических сланцев восточного обрамления массива щелочных пород соответствует верхам карбона — 284 млн. лет (образец 5141).

Для кристаллических пород Банатских гор автор определяет время последнего метаморфизма позже времени кристаллических пород Дитрэу, а именно соответствующий среднему и верхнему триасу, до средней юры. Для жил изверженных пород (пегматит Терегова — образец 5147 и гранит в 22 км южнее г. Карансебеш — образец 5149) секущих кристаллические породы Банатских гор был определен абсолютный нижнеюрский и соответственно верхнеюрский возраст.

Определением абсолютного возраста слюды из гнейса Банатских гор рубидий-стронцевым методом образец 5151 а) показал верхнедокем-

брийский (байкальский?) возраст гнейса (838 млн. лет), порода, которая K/A методом дает возраст последнего метаморфизма в верхнем триасе (206 млн. лет, образец 5151).

Автор определил абсолютный возраст андезитов Восточных Карпат (около с. Сынкрэень) — 5 и 4,9 млн. лет, соответственно образцы 5131 и 5132, указывая среднемиоценовое время.

В настоящей работе автор представляет новые данные по абсолютному возрасту широкого диапазона пород или метаморфических процессов, в различных геологических формациях Румынии.

BIBLIOGRAFIE

Bagdasarian G. P. (1950), *K istorii tektoniceskogo razvitiia Pambakskogo hrebta*, Izv. AN Arm. SSR, ser. fiz. - mat., estestv., tehn. nauk, **III**, *2*.

— (1950 *a*), *O mehanizme vnedreniia i etapah formirovaniia Tejsarskoi şcelocinoi intruzii v Arm. SSR*, Izv. AN Arm. SSR, ser. fiz. - mat., estestv., tehn. nauk, **III**, *8*.

— (1954), *Şcelocinîe pegmatiti, Ţentralnoi Armenii*, Dokl. AN Arm. SSR, **XIX**, *4*.

— (1955), *Petrograficeskie osobennosti porfirovidnîh sienito-granitov Amzacimanskoi intruzii v Armianskoi SSR*, Izv. AN Arm. SSR, ser., fiz.-mat., estestv., tehn. nauk, **VIII**, *2*.

— (1956), *Petrografiia şcelocinîh effuzivnîh porod Armianskoi SSR*, Izv. AN SSSR, ser. gheol., *2*.

— (1956 *a*), *O kontaktovîh i postmagmaticeskih iavleniiah, sviazannîh s kompleksom şcelocinîh porod Ţentralnoi Armenii*, Izv. AN Arm. SSR, ser. fiz.-mat., estestv., tehn. nauk, IX, 8.

— (1959), *Şcelocinîe vulkaniceskie porodî kainozoia Armenii*. Tezisî I Vsesoiuz. soveşcianiia po vulkanizmu, Problemî Vulkanizma, Izd. AN Arm. SSR.

— (1962), *Scelocinîe gornîe porodî ţentralnoi ciasti Armianskoi SSR*, Voprosî vulkanizma, Izd. AN SSSR.

— (1962 *a*), *Tejssarsk alcaline subvulcano*, Bull. Volcanologique, Napoli, **XXIV**.

— (1964), *Kratkaia gheologhiceskaia i mineraloghiceskaia harakteristika Tejsarskogo şcelocinogo komleksa Arm. SSR*, Himiia i tehnologhiia glinozema, Trudî Vsesoiuznogo soveşcianiia, Izd. SNH Arm. SSR.

— (1966), *Intruzivnîe porodî Bazumo-Pambakskoi oblasti*, Gheologhiia Arm. SSR, **III**, Petrografiia, Intruzivnîe porodî, Izd. AN Arm. SSR.

— (1966 *a*), *O vozrastnom rascislenenii intruzivov Severnoi Armenii v svete radiologhiceskih dannîh i gheologhiceskih predstavlenii*, Absoliutnoe datirovanie tektonomagmaticeskih ţiklov i etapov orudeneniia po dannîm 1964 g., Izd. « Nauka », Moscova.

Bagdasarian G. P., Meliksetian B. M. (1966), *Gheneticeskie osobennosti şcelocinîh porod Arm. SSR*, Izv. AN SSSR, ser, gheolog. **11**.

Kotllar V. N. (1958). *Pambak. Gheologhiia, intruzivî i metallogheniia*, Izd. AN Arm. SSR.

Codarcea Al., Codarcea Dessila Marcela, Ianovici V. (1957), *Structure géologique du massif de roches alcalines de Ditrau*, Bull. sci., **II**, *3—4*.

Primit în redacţie la 5 iulie 1971

Institutul de ştiinţe geologice
al Academiei de Ştiinţe a R.S.S. Armene

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA FELDSPAȚILOR PLAGIOCLAZI DIN VULCANITELE NEOGENE DIN REGIUNEA BAIA MARE

DE

DOINA RUSSO

INTRODUCERE

55(05)

Constituenți principali ai vulcanitelor neogene din regiunea Baia Mare, feldspații plagioclazi permit aprecieri deosebit de interesante asupra genezei și chimismului rocilor, fapt pentru care, în studiul de față, se prezintă examenul optic al acestora, completat cu date chimice și de spectrofotometrie în infraroșu.

Zona studiată de noi, situată în nordul orașului Baia Mare, între valea Borcutului și valea Firizei, reprezintă un adevărat mozaic al tipurilor de roci cunoscute în lanțul vulcanic Gutîi, deși nu au toate o dezvoltare remarcabilă.

Noțiunea de ciclu, introdusă de D. Rădulescu și M. Borcoș (1968), evidențiază caracterele specifice evoluției vulcanice din regiune; repetarea tipurilor de roci relativ similare, dar în condiții desigur schimbate, prin deplasarea spațială și temporală a erupțiunilor, va fi marcată și de prezentul studiu al feldspaților plagioclazi. Vom recunoaște astfel, la începutul fiecărui ciclu, secvențe mai acide, de tipul dacitelor sau bandaitelor, urmate de roci andezitice diferențiate mineralogic, formate în camere magmatice situate la adîncimi variabile și cu evoluție relativ independentă; secvențele finale sînt aproape invariabil roci andezitice cu piroxeni, uneori și cu hornblendă, al căror chimism dovedește o bazicitate crescută.

Dacă în primul ciclu rocile acide conțin în jur de 70% SiO_2, iar în ultimul ciclu andezitele piroxenice, uneori bazaltoide, contrastează prin valori ale SiO_2 în jur de 50%, între acestea trecerile sînt gradate, iar limitele extreme ale tipurilor diferențiate pot fi adesea suprapuse. De aceea, studiul feldspaților plagioclazi, martori sensibili ai evoluției vulcanismului, permite uneori deosebiri nesesizabile la prima vedere.

St. cerc. geol., geof., geogr., seria geologie, t. 17, nr. 1, p. 23–42, București, 1972

Rocile studiate din perimetrul amintit, încadrate în ciclurile evolutive recunoscute, sînt prezentate în tabelul de mai jos :

Tabelul 1

	Nr. ordine
Ciclul I — Tufuri riodacitice (tortonian)	1
Andezite piroxenice de Seini (sarmaţian)	2
Ciclul II — Dacite de Ulmoasa (pannonian inf.)	3
Andezite cuarţifere de Piscuiatu (pannonian C.D.) în care noi am separat :	
— andezite cuarţifere cu hornblendă, piroxeni şi biotit	4
— andezite cuarţifere cu hornblendă verde şi piroxeni	5
— andezite cuarţifere cu hornblendă brună şi piroxeni	6
— andezite cuarţifere din dyke-uri şi neck-uri	7
Andezite cu piroxeni şi hornblendă de Jereapăn (postpannonian)	8
Ciclul III — Vîrsta acestor erupţiuni este considerată în întreaga regiune Baia Mare de la ponţian la cuaternar. În cadrul acestui ciclu noi am deosebit :	
Bandaite cu hornblendă şi piroxeni de Pleşcioara	9
Microgranodiorite porfirice de Firiza	10
Bandaite cu piroxeni	11
Andezite piroxenice de IIba	12

DETERMINAREA FELDSPAŢILOR PLAGIOCLAZI

Studiul optic a permis diferenţieri morfologice ale plagioclazilor, atît în cadrul aceleiaşi roci, cît şi între tipurile de roci examinate. Dacă microlitele din masa fundamentală prezintă aspecte similare, de obicei idiomorfe, în schimb fenocristalele sînt variate ca formă şi dimensiuni. S-a constatat astfel o dezvoltare şi un idiomorfism accentuat în cazul rocilor cu cuarţ cristalizat primar — dacite, andezite cuarţifere —, în care dimensiunile maxime ale plagioclazilor ating 2/5 mm, scăzînd în andezitele cu piroxeni şi hornblendă la 1/2,2 mm, iar în cele piroxenice sau bazaltoide pînă la 0,3/1 mm. De asemenea s-a constatat tendinţa de dezvoltare larg prismatică a fenocristalelor din rocile cu cuarţ, faţă de contururile aproape izometrice ale plagioclazilor din rocile mai bazice.

Un aspect aproape comun al plagioclazilor din curgerile de lave este existenţa unor zone, în care incluziunile de sticlă le imprimă un caracter tulbure, mai accentuat în rocile acide, faţă de plagioclazii din rocile de neck şi dyke, sau din secvenţele bazice, unde aceştia sînt în general limpezi.

Cristalele sînt în majoritate maclate şi zonate, pretîndu-se la un studiu amănunţit prin metoda universală Fedorov. S-a urmărit astfel tipul de maclă, conţinutul procentual în anortit şi distribuţia polilor planelor de asociere, folosind curbele de temperatură înaltă şi scăzută.

Pentru obţinerea unor indicaţii de ansamblu asupra conţinutului în anortit al plagioclazilor—microlite şi fenocristale—din diferitele roci examinate, s-au determinat indicii de refracţie pe 51 de sticle de plagioclaz, prin metoda descrisă de F o s t e r (1955).

În rocile de a căror analiză chimică am dispus[1], s-a calculat conţinutul virtual în anortit al plagioclazilor $\frac{an}{an + ab}$ cu datele catanormei.

[1] Analizele chimice vor fi publicate într-o lucrare de ansamblu asupra regiunii cercetate.

Aceste metode, care au permis compararea datelor obținute, au fost completate prin ridicarea spectrelor în infraroșu ale plagioclazilor din cîteva corpuri vulcanice înrădăcinate, rocile acestora fiind considerate cele mai proaspete, iar pentru două dintre ele s-au făcut și analizele chimice ale plagioclazilor.

MACLELE FELDSPAȚILOR PLAGIOCLAZI

Examenul optic al plagioclazilor s-a făcut ținîndu-se seama de suprafața ocupată de diversele tipuri de roci întîlnite în regiunea cercetată; de aceea, din numărul total de determinări predomină cele asupra rocilor din ciclul II și III, ponderea cea mai mare revenind andezitelor cuarțifere de Piscuiatu.

Legile de maclă s-au stabilit prin utilizarea proiecțiilor stereografice perpendiculare pe [n β], arătînd migrarea polilor fețelor cristalografice pentru maclele normale și a polilor axelor de hemitropie paralelă și complexă, în raport cu elipsoidul de indici fix, folosindu-se pentru aceasta o rețea Wulff cu diametrul de 20 cm.

Frecvența tipurilor de maclă și conținuturile în anortit sînt expuse în tabelul nr. 2, din care se poate observa că maclele normale și mai ales cele după legea albitului depășesc 50% din determinări; restul se împarte aproape egal între maclele de hemitropie paralelă și complexă, cu o ușoară preponderență a primelor.

Amintim că în situațiile unei orientări nefavorabile, cînd la microscop nu s-a putut măsura unghiul σ, între secțiunea rombică și urma fetei (001) pe (010), nu s-au făcut deosebiri între maclele aklin și periklin, cumulîndu-le în tabelul nr. 2 în aceeași grupă (pl. 2, fig. 1 și 2). Cîteva cazuri, în care au fost posibile măsurători ale unghiului σ între 0° și −4°, dovedind o stare intermediară între feldspații ordonați și cei dezordonați, au dat pe curbele reprezentative date de J. S t a r k e y (1967) un conținut procentual în anortit între 45 și 60%.

Analiza tipurilor de maclă în cadrul fiecărui tip de rocă a permis observarea unei preferințe pentru legea albitului, în cazul celor cu bazicitate crescută — andezite piroxenice de Seini și de Ilba, ca și cele cu hornblendă și piroxeni de Jereapăn —, raportate bineînțeles la numărul respectiv de măsurători efectuate. Din observațiile microscopice s-a constatat de asemenea că numărul de indivizi și finețea acestora în maclele polisintetice crește o dată cu conținutul în calciu al plagioclazilor și în general cu bazicitatea rocilor.

Un comportament relativ diferit îl prezintă maclele Karlsbad și albit-Karlsbad, care sînt mai numeroase în dacite și andezite cuarțifere.

Figura 1 reprezintă stereograma ⊥ pe [n β], în care s-au combinat curbele reprezentative pentru polii planelor de maclă (010) și pentru polii axelor de hemitropie paralelă și complexă [001] și ⊥ [001] în (010), după B u r r i, P a r k e r și W e n k (pl. IX și X, 1967). Punctele figurate reprezintă proiecții ale planelor de maclă și ale axelor acestora, în care cei doi indivizi au prezentat riguros aceleași poziții pe stereogramă. Desigur,

Tabelul nr. 2

Frecvența tipurilor de mâclă și conținuturile în An ale plagioclazilor din rocile studiate

Roca*	Limite de variație An %			Nr. de macle	Macle normale			Macle paralele			Macle complexe		Plan de asociere		
	I	II	III		albit	Manebach	Baveno	Karlsbad	Ala-A	periklin	albit-Karlsbad	albit-Ala B	(010)	(001) și SR	(0$\bar{2}$1)
1	30—40	35—40	—	15	6	2		3		4			9	6	
2	55—68	59—70	53—62	34	16			8		2	8		32	2	
3	30—45	35—45	34—44	26	8	1	1	7		1	8		23	2	1
4	48—55	50—60,5	42—53	40	15			10			15		40		
5	48—55	52—63	50—57	139	71	5		22		7	22	12	127	12	
6	48—52	49—50	52	10	6			2			2		10		
7	50—55	54—63	50—54	62	50			4		4	4		58	4	
8	55—70	54—69,5	52—61	22	11			4		2	5		20	2	
9	50—60	59—63	50—53	62	22	1		16	1	7	14	1	53	9	
10	50—60	50—58	54—60	37	15			10		2	9	1	35	2	
11	50—60	58—65	56	12	6						4	2	12		
12	60—70	63—71	59—64	10	6	2					2		8	2	
			Total	469	232	11	1	87	1	29	92	16	427	41	1
			%		49,5	2,3	0,2	18,5	0,2	6,2	19,6	3,4	91	8,8	0,2

* —Ca în tabelul nr. 1.

I — Metoda Fedorov.

II — După indicele de refracție al sticlei „n" (curba Larsen, din W. R. Foster, 1955).

III — Din catanorma rocilor analizate chimic.

numărul lor este cu mult mai mic față de cel raportat în tabelul nr. 2, dar s-a ținut seama ca și din acesta să fie luate în considerare numai acele valori în care proiecțiile planelor sau axelor de maclă obținute prin construcție în ambii indivizi să nu difere mai mult de 2°.

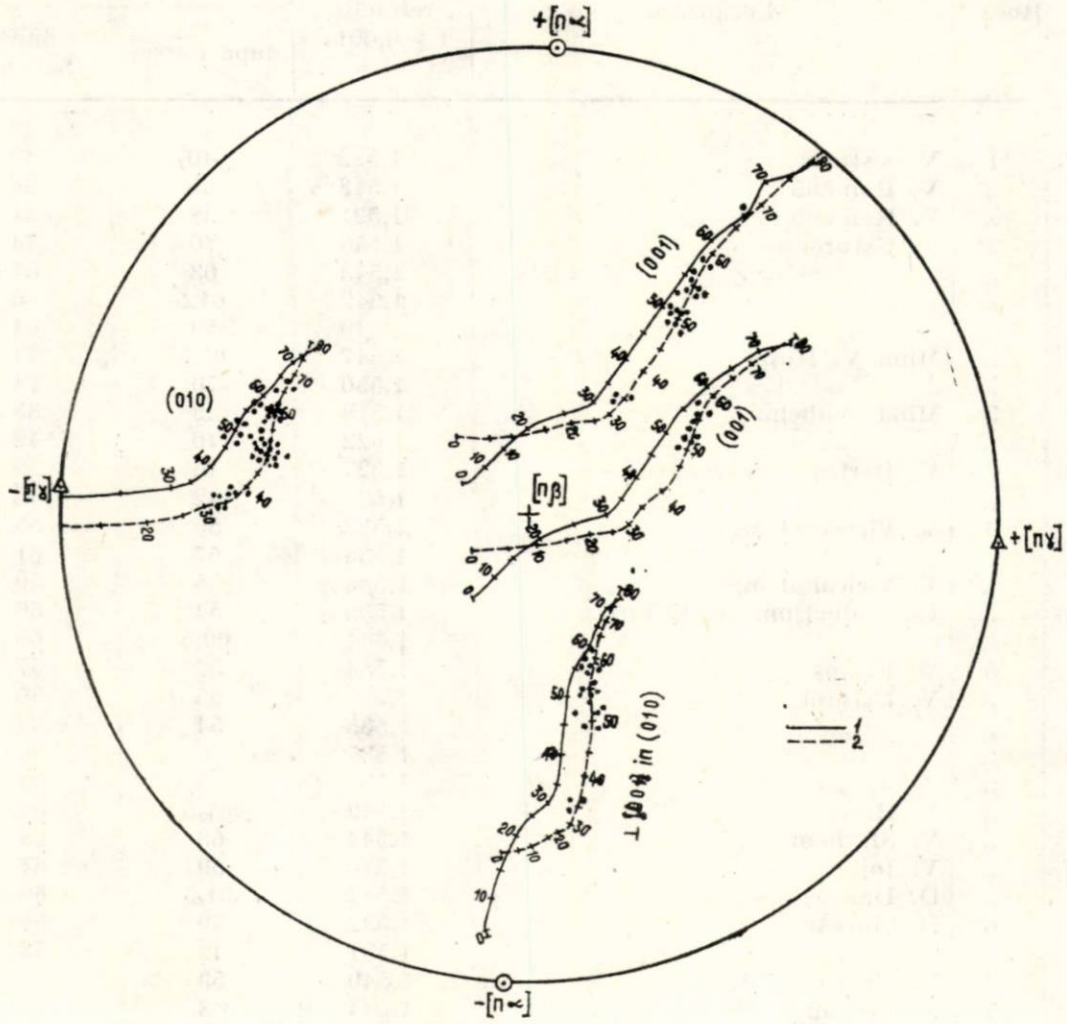


Fig. 1. — Stereograma ⊥ [n β] (pl. IX și X după C. B u r r i, R. L. P a r k e r, E. W e n k, 1967). Feldspați din neovulcanitele de la Baia Mare. *1*, Temperatură scăzută; *2*, temperatură ridicată.

CONȚINUTUL ÎN ANORTIT AL FELDSPAȚILOR

Prin separarea la binocular a feldspaților plagioclazi din diferite tipuri de roci și prepararea în arcul voltaic a sticlelor respective, cărora li s-a determinat indicele de refracție, s-a putut urmări variația conținutului în anortit. S-a folosit ca lichid de imersie nitrobenzenul, cu indice de refracție 1,549 la 20°C și s-a măsurat temperatura de dispariție a franjei lui Becke pe masa de încălzire Boëtius. Indicii de refracție și conținutul în anortit obținuți pe diagrama corelativă dată de F o s t e r (1955), care a folosit curba lui L a r s e n, se pot vedea în tabelul nr. 3, unde sînt trecute pentru comparație și conținuturile după S c h a i r e r (din D e e r

Tabelul nr. 3

Indicii de refracție obținuți pe sticle și conținuturile în An ale plagioclazilor din rocile studiate

Nr.	Roca *	Localizare	Ind. refracție (± 0,001)	Conținut în An %	
				după Larsen	după Schairer
1	1	V. Usturoi	1,522	40	42
2	„	V. Romană	1,518	35	38
3	„	V. Romană	1,521	38	41
4	2	V. Usturoi	1,550	70	74
5	„	„	1,543	63	67
6	„	„	1,542	61,5	66
7	„	„	1,540	59	64
8	„	Mina V. Roșie	1,547	67,5	71
9	„	„	1,550	70	74
10	3	Mina Wilhelm	1,518	35	38
11	„	„	1,522	40	42
12	„	V. Bartoș	1,527	45	49
13	„	„	1,524	42	46
14	4	V. Vicleanul Mare	1,532	50	55
15	„	„	1,538	57	61
16	„	V. Vicleanul Mic	1,536	55	59
17	„	Gal. aducțiune baraj Firiza	1,535	54	58
18	„	„	1,541	60,5	65
19	5	V. Bartoș	1,534	52	57
20	„	V. Usturoi	1,536	55	59
21	„	„	1,535	54	58
22	„	„	1,537	56	60
23	„	„	1,539	58	63
24	„	V. Roșie	1,542	61,5	66
25	„	V. Sf. Ioan	1,544	63	68
26	„	V. Ioji	1,540	59	64
27	„	D. Dongaș	1,542	61,5	66
28	6	D. Murgău	1,532	50	55
29	„	„	1,531	49	53
30	7	V. Vicleanul Mare	1,540	59	64
31	7	V. Vicleanul Mic	1,544	63	68
32	„	Mina V. Roșie	1,541	60	65
33	„	V. Usturoi	1,539	57	63
34	„	V. Lungă	1,535	54	58
35	8	Vf. Strîmba	1,542	61,5	66
36	„	V. Sf. Ioan	1,537	56	60
37	„	Gal. D. Crucii	1,537	66	60
38	„	V. Vicleanul Mic	1,549	69,5	73
39	„	V. Ioji	1,538	57	61
40	„	V. Almadia	1,535	54	58
41	„	Cariera 23 August	1,540	59	64
42	9	Pleșcioara	1,544	63	68
43	„	V. Usturoi	1,544	63	68
44	„	V. Romană	1,540	59	64
45	„	Vf. Hija	1,542	62	66
46	10	V. Firiza-baraj	1,532	50	55
47	„	„	1,539	58	63
48	11	Cariera Limpedea	1,539	58	63
49	„	„	1,545	65	69
50	12	Gal. aducțiune baraj Firiza	1,543	63	67
51	„	V. Firiza	1,551	71	75

* Ca în tabelul nr 1.

și colab., 1963). Ținînd seama de rezultatele obținute prin diverse metode, curba lui Larsen pare mai adecvată.

De asemenea, dată fiind metodica determinării maclelor, s-au putut citi simultan și conținuturile în anortit ale indivizilor maclați, aparținînd respectiv curbelor de temperatură înaltă sau scăzută (fig. 1). Verificări optice ale compoziției plagioclazilor s-au mai obținut și prin examinarea poziției relative a elementelor optice în diferitele tipuri de maclă — metoda Köhler —, folosind unghiurile $\alpha\alpha'$, $\beta\beta'$, $\gamma\gamma'$. În tabelul nr. 2 se pot astfel urmări, pe lîngă frecvența maclelor, și limitele conținutului în anortit determinat prin metoda Fedorov, în comparație cu cel dat de metodele pe care le-am amintit.

Pentru evidențierea valorilor predominante în diferitele tipuri de roci, s-au construit histograme de variație ale componentei anortitice, determinată prin metode optice (fig. 2).

Spectrele în infraroșu ridicate pe unele probe de plagioclaz selectate din roci de dyke și neck, din perimetrul cercetat de noi (tabelul nr. 4), au constituit un alt mod de apreciere al procentului de anortit[2]. Benzile de absorbție caracteristice plagioclazilor se grupează în regiunile 8,5—11μ; 12,5—15μ și 15—25μ, constatîndu-se că în seria albit-anortit banda din zona 15,4—16,2μ se deplasează progresiv spre lungimi de undă mai mari, o dată cu creșterea conținutului în anortit, putîndu-se construi astfel o diagramă corelativă între lungimea de undă și An%, după datele lui Thompson și Wadsworth (1957) date în tabelul nr. 5. Acest

Tabelul nr. 4

Conținuturi în An% ale plagioclazilor din zone de înrădăcinare

Nr. probei	Localizare	conținut în An %					
		I	II	III*			I R*
				ab	an	or	
272	V. Vicleanul	53	59	—	—	—	52
55	V. Usturoi	50	57	45,91	50,51	3,56	52
6R	V. Romană	53	58	45,24	51,26	3,49	56
565	Vf. Strîmba	60—70	68	—	—	—	86?

* Analist: Alexandra Medeșan, Inst. geol., București.
I., II, III, ca în tabelul nr. 3.

Tabelul nr. 5

Conținutul în An% și lungimea de undă a spectrelor în infraroșu *

% An	μ	% An	μ
5	15,44	50	15,98
15	15,50	52	16,00
23	15,52	63	16,06
26	15,54	67	16,08
28	15,54	85	16,12
33	15,78	89	16,12
35	15,89	91	16,14
43	15,98	94	16,16

* După C. S. Thompson și M. E. Wadsworth (1957).

[2] Alexandra Medeșan (1967), *Studiul feldspaților plagioclazi prin spectrofotometria în infraroșu*, raport, arh. Inst. geol., București.

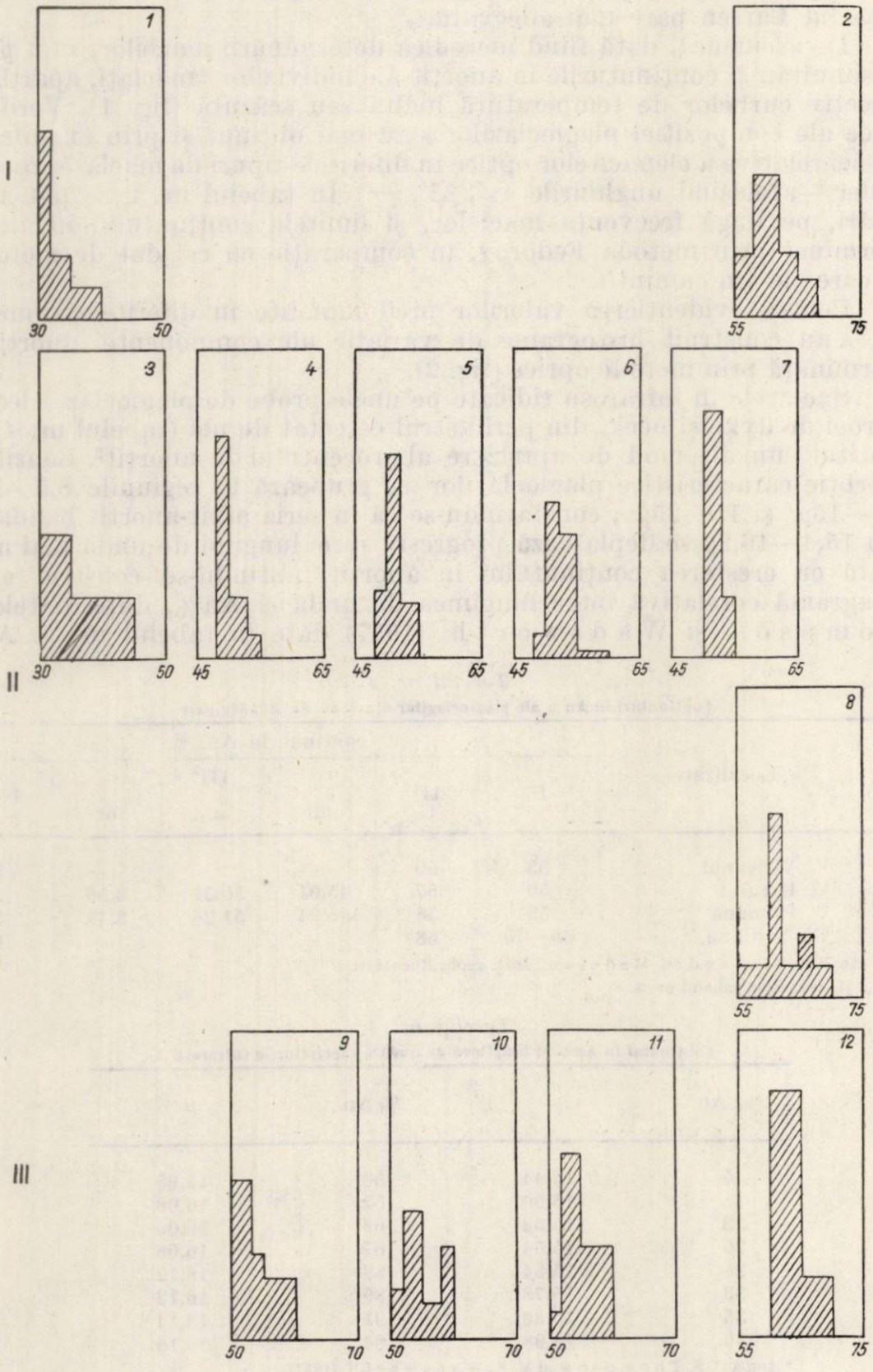


Fig. 2. — Histograme de variație ale conținutului în An% al plagioclazilor din diferitele tipuri de roci, obținut prin metoda Fedorov.

mod de verificare a procentului anortitic este relativ expeditiv și pare rezonabil pentru domeniul pînă la 67% An, unde autorii mai sus citați au avut destule probe analizate. Schimbările sînt mult mai puțin vizibile în domeniul plagioclazilor mai bazici și chiar dificil de apreciat între 67 și 85% An, zonă în care autorii nu au dispus de probe.

În figura 3 sînt trecute spectrele de absorbție în infraroșu a două probe de plagioclaz separat din andezite cuarțifere de Piscuiatu — 272 dintr-un neck situat pe valea Vicleanul Mare și 55 dintr-un dyke de pe valea Usturoi —, de asemenea feldspatul 6R din bandaitul cu piroxeni și hornblendă colectat dintr-un dyke de la marginea aparatului vulcanic Ostro, la nord de valea Romană. Pentru comparație s-a ridicat și spectrul unui plagioclaz din andezit cu piroxeni și hornblendă de Jereapăn, proba 565, din neck-ul vulcanului Strîmba.

Se constată că plagioclazul din andezitele cuarțifere prezintă aceleași valori în domeniul cuprins între 15,4μ și 16,2μ, corespunzînd la 52% An; plagioclazul din bandait diferă doar cu patru procente în plus față de primele, dar arată deplasări corespunzătoare în ambele regiuni considerate caracteristice, foarte probabil legate de o stare structurală aparte.

O comportare ciudată are proba 565, care de altfel și prin metoda Fedorov a prezentat valori deosebite, pentru indivizii maclelor măsurate; aproape constant, unele complexe maclate oscilau între valoarea de 60% An în apropierea curbei de temperatură înaltă, în timp ce indivizii alipiți se proiectau în apropierea valorii de 70% An lîngă curba de temperatură joasă. Aceeași probă, prin omogenizarea în perlă, a dat indici de refracție care pe curba lui Larsen corespundeau la 68% An. Spectrul de absorbție în infraroșu prezintă o bandă cu valoarea 16,12μ, care plasată direct pe diagrama lui Thompson și Wadsworth ar corespunde la 85% An.

Studiile asupra dispersiei optic-cristalografice în plagioclazi (T. A. Vogel, 1964) și asupra discontinuităților structurale în seria albit-anortit (R. C. Doman, C. G. Cinnamon și S. W. Bailey, 1965) au dovedit încă o dată că acest exemplu, considerat pînă în 1934 (W. H. Taylor și colab., după R. C. Doman și colab., 1965) ca serie ideală de soluții solide, nu mai poate fi privit ca atare.

Deși există domenii în care configurația celulei elementare a plagioclazilor variază lin, o dată cu apariția compozițiilor intermediare între $NaAlSi_3O_8$ și $CaAl_2Si_2O_8$, unde raportul cationilor de schimb Na și Ca, respectiv Si și Al, nu reprezintă numere întregi, apare semnificativ faptul că prin diverse metode de analiză optică sau roentgenografică curbele determinative sînt alcătuite din „segmente" liniare cu terminații abrupte tocmai în acele zone în care aceste raporturi corespund unor numere întregi, simple. Astfel, discontinuitatea de la An_{33} este atribuită raportului Na : Ca și Si : Al de 2 : 1, iar cea de la An_{50} prezintă raportul Na : Ca și Si : Al = 5 : 3. Deși discontinuitatea de la An_{67} nu este atît de evidentă ca în celelalte cazuri, putînd fi interpretată și ca o flexură a curbelor determinative, schimbările apar mai clare citînd raporturile amintite, mai ales în ceea ce privește distribuția siliciului și a aluminiului: astfel Na :Ca devine egal cu 1 : 2, iar raportul Si : Al = 7 : 5

Majoritatea experimentelor citate în literatură s-au efectuat asupra seriei de temperatură joasă, dar dată fiind proveniența probei 565, analizată de noi (dintr-un corp înrădăcinat), unde este probabilă apariția

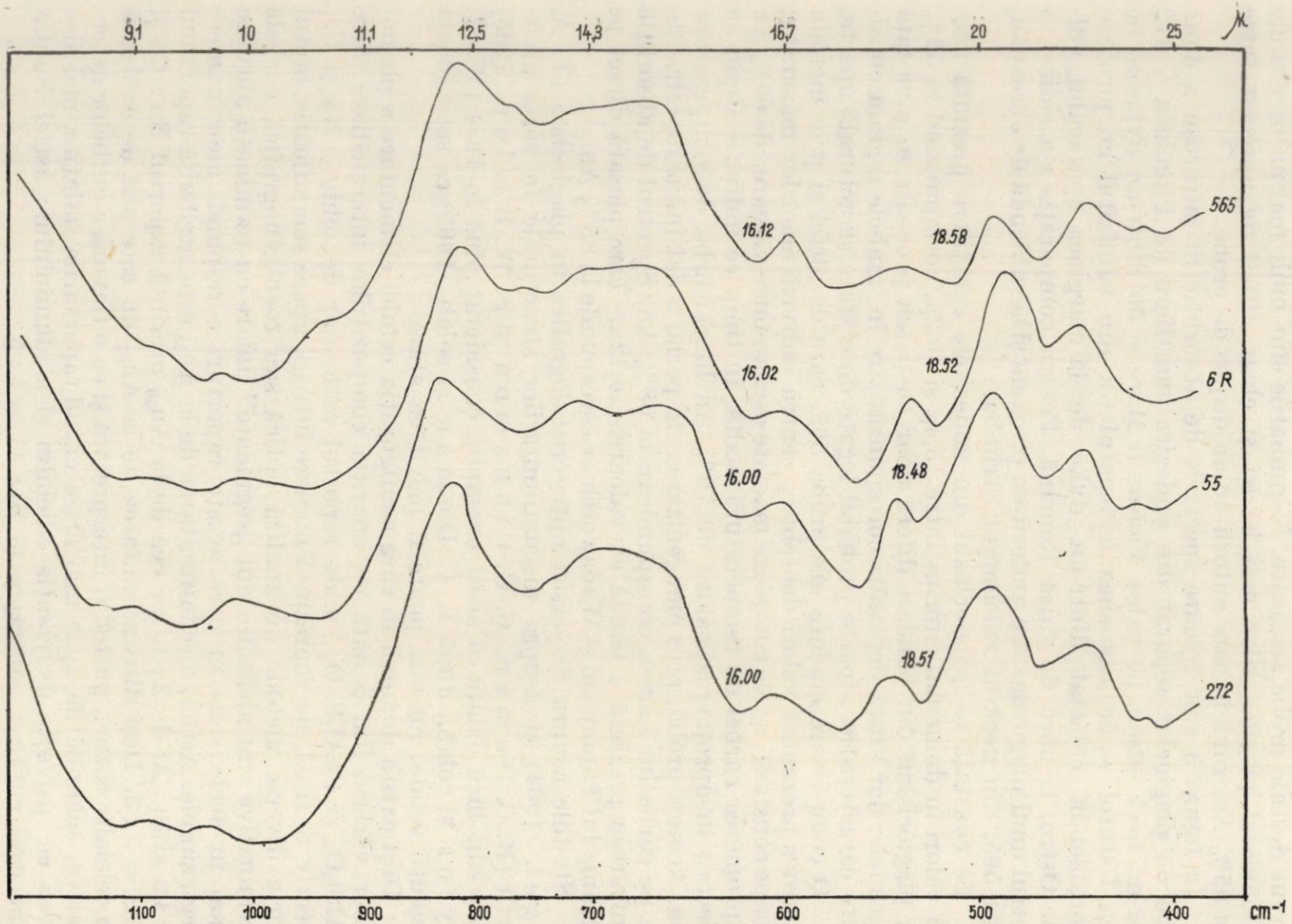


Fig. 3. — Spectrograme în infraroşu : nr. 275, 55 — andezite cuarţifere de Piscuiatu ; nr. 6R — bandait de Pleşcioara ; nr. 565 — andezit cu piroxeni şi hornblendă de Jereapăn.

structurilor de acest tip, putem admite, pe considerentele expuse mai sus, că este vorba de un plagioclaz a cărui compoziție este plasată în domeniul de discontinuitate An_{67}.

★

O situație aparte o prezintă rocile în care feldspatul plagioclaz coexistă cu feldspatul potasic. Menționăm astfel apariția structurilor grafice între ortoză și cuarț, alături de un plagioclaz mai acid, în masa fundamentală a dacitelor de Ulmoasa (pl. 3, fig. 1), observate în zona lor de înrădăcinare din galeria Trei Stejari. Menționăm, de asemenea, prezența unor nuclee corodate la cristalele de plagioclazi, caracterizate prin „zonare pătată" și uneori mantelați cu feldspați alcalini (pl. 1, fig. 4; pl. 3, fig. 2, 3 și 4), observate în unele corpuri de andezite cuarțifere și bandaite cu piroxeni — vulcanul Murgău și neckul deschis în cariera Limpedea de pe valea Firiza —, sau în microgranodioritele porfirice din corpul subvulcanic din zona barajului Firiza.

În aceste roci, feldspatul plagioclaz prezintă conținuturi scăzute de anortit, 30—40% în dacite, sau 27% în zonele marginale ce înconjură un nucleu mai bazic (uneori cu 69%), situație întîlnită în andezitele cuarțifere sau în bandaite.

Din cele expuse mai sus și din prezentarea histogramelor din figura 2, putem conchide asupra variațiilor conținutului în anortit în feldspații studiați. Rocile dacitice — tufuri riodacitice tortoniene și dacitele de Ulmoasa — prezintă plagioclazi al căror conținut variază între 30 și 45% An, cu maxime între 30 și 34%. Domeniul de variație al feldspaților din andezitele cuarțifere de Piscuiatu este destul de restrîns, între 48 și 55% An, eliminînd bineînțeles valorile extreme date de unii plagioclazi zonați, în care apar zone cu conținuturi foarte diferite. Maximele de frecvență observate pe diferitele tipuri ale andezitelor de Piscuiatu sînt plasate la 48% An, sau la 52% An, evidențiind predominanța acestei compoziții medii în acest tip de roci.

Bandaitele și microgranodioritele porfirice prezintă plagioclazi cu variații în limitele labradorului, cu maxime de frecvență între 50 și 55% An, la care se mai adaugă, în rocile corpului subvulcanic, un al doilea maxim, în jur de 60% An. Acest fapt ne face să presupunem că punerea în loc a corpului s-a făcut într-un moment cînd o mare parte din fenocristale erau deja formate în camera magmatică, urmînd apoi un al doilea stadiu de cristalizare în condiții independente. De altfel, studiul feldspaților zonați a condus la aceleași concluzii.

Andezitele piroxenice de Seini (sarmațian), andezitele cu piroxeni și hornblendă de Jereapăn, ca și cele piroxenice de Ilba de la finele ciclurilor II și III au plagioclazi a căror componentă anortitică variază între 55 și 70%, cu maxime de frecvență mai ridicate față de rocile amintite mai sus, între 58 și 62% An, sau în zona de discontinuitate, 67% An.

Concluzia ce se poate desprinde din aprecierea compoziției plagioclazilor este următoarea: deși limitele de variație între diferitele tipuri de roci se suprapun, maximele de frecvență ale componentei anortitice se deplasează, arătînd o ușoară tendință de bazificare, atît în cadrul fiecărui ciclu, cît și în ansamblul evoluției vulcanismului din această zonă.

FELDSPAȚII PLAGIOCLAZI ZONAȚI

Deoarece structurile zonare ale plagioclazilor sînt omniprezente, atît în cadrul curgerilor de lave, cît și în corpurile subvulcanice, s-a urmărit determinarea acestora cu ajutorul metodei zonelor elaborată de R i t t m a n și prin folosirea procedeului cunoscut din lucrările lui D u p a r c și R e i n h a r d, cu ajutorul diagramei ce prezintă valorile extincțiilor în zona perpendiculară pe (010), dînd compoziția în funcție de unghiul de iluminare comună a tuturor zonelor (D. R ă d u l e s c u, 1965).

Cea mai mare parte a fenocristalelor studiate sînt simultan maclate și zonate, existînd însă și plagioclazi numai zonați, sau numai maclați. Deși unii autori citează cazuri cînd maclarea poate apărea în timpul creșterii unui cristal zonat (R. C. E m m o n s, 1953), continuitatea zonelor în majoritatea indivizilor dintr-un cristal maclat și zonat, observată în rocile studiate de noi, denotă că fenomenul de maclare, în condițiile cristalizării acestor vulcanite, este desigur ulterior, datorat unor cauze mecanice.

După cum am mai amintit în capitolul anterior, s-au sesizat și „zonări în pete", prezentînd contururi neregulate, mai ales ale nucleului mai bazic, înconjurat de zone mai albitice, fenomen pe care V a n c e (1965) îl atribuie scăderii presiunii hidrostatice în timpul ascensiunii unei magme sărace în componenți volatili.

Caracteristice fenomene de acest tip au fost observate în bandaitele holocristaline din cariera Limpedea (valea Firiza); acestea sînt alcătuite din fenocristale de plagioclaz în proporție de 17%, piroxeni 7%,minerale opace 3% și masa fundamentală în care microlitele de plagioclaz sînt prinse între cristale foarte mărunte de cuarț și feldspat potasic. Fenocristalele de plagioclaz zonat prezintă un centru larg dezvoltat cu valori de 63—75% An, corodat și mantelat cu albit; acesta din urmă păstrează orientarea optică a cristalului gazdă (pl. III, fig. 3), observație ușor de sesizat în cazul cristalelor maclate, cînd „petele" de albit au extincție diferită în fiecare lamelă de maclă în parte.

Acest proces are loc în etape: cristalizarea plagioclazului la adîncime, urmată de resorbția parțială în momentul ruperii echilibrului prin scăderea presiunii volatilelor și apoi cristalizarea în cavitățile de resorbție, sau în jurul vechiului cristal, a unui plagioclaz mai sodic, în echilibru cu lichidul procentual redus în H_2O. Fenomene similare s-au mai întîlnit în corpul subvulcanic din zona barajului Firiza.

Tipurile de zonare întîlnite în fenocristalele studiate sînt diferite, dependente de ocurența rocii eruptive. S-au înregistrat, astfel, zonări progresive normale, în care extincțiile arată treceri gradate, fără a se putea trasa o linie de demarcație între zonele centrale mai anortitice și cele externe mai albitice, determinările pe platina universală fiind efectuate în astfel de cazuri pe baza valorii prezentate de mijlocul zonelor mai larg dezvoltate. Aceste cristale pot evidenția evoluția magmei din care au provenit. Un astfel de exemplu, complicat prin apariția unei zone externe recurente, datorată probabil momentului erupției, cînd fenocristalul din camera magmatică a migrat spre suprafață, se observă în figura 2, din planșa I. Caracterele enunțate s-au întîlnit în cea mai mare parte a curgerilor de

lave, dovedind o evoluție firească a chimismului în camera magmatică pînă în momentul erupției, cînd erau posibile schimbări diverse ale condițiilor inițiale.

Cele mai tipice moduri de zonare rămîn, însă, cele oscilatorii normale; fenocristalul prezintă astfel numeroase zone, uneori imposibil de determinat microscopic, datorită dimensiunilor foarte reduse ale acestora (pl. 2, fig. 4), arătînd însă frecvente recurențe de compoziție. În situațiile favorabile s-a constatat o variație a conținutului de anortit între 65 și 32% (pl. I, fig. 1 și 3); considerăm că recurențele sînt datorate migrării în camera magmatică, sub influența curenților de convecție, în zone cu presiuni diferite ale H_2O, raliindu-ne părerii exprimate de D. Rădulescu (1952).

Un alt tip caracteristic plagioclazilor studiați este prezentat de o zonare simplă, în care nucleul larg dezvoltat, aproape 2/3 din cristal, este înconjurat de zone puține, uneori numai două sau trei, în care componenta anortitică variază foarte strîns între 55—48% An (pl. II, fig. 3). Această situație a fost întîlnită în cadrul rocilor din jurul vulcanului Murgău, ca expresie a evoluției normale a cuptorului magmatic.

CONSIDERAȚII PETROGENETICE

Din studiul feldspaților plagioclazi ai neovulcanitelor de la Baia Mare s-a constatat că, în majoritate, aceștia prezintă o optică de temperatură înaltă; există de asemenea forme de temperatură intermediară, sau chiar scăzută, caracteristice zonelor de înrădăcinare, neck-uri și dyke-uri, ca și corpurilor subvulcanice tipice. Caracterele acestor forme de temperatură scăzută au fost sesizate pe teritoriul țării noastre încă din 1932 de G. Paliuc, iar cercetări mai recente (Amalia Szöke 1960; Lidia Mînzăraru, 1965) au dovedit existența formelor tipice, condițiilor hipoabisice.

Din figura 1 se poate observa dispersia polilor planelor de asociere după (010) și a axelor de maclă de hemitropie paralelă și complexă, în jurul curbelor de temperatură înaltă și temperatură scăzută, ca și în spațiul dintre ele. Majoritatea proiecțiilor plasate între curbe sau în apropierea celor de temperatură joasă reprezintă plagioclazi aparținînd rocilor din corpul subvulcanic de pe valea Firiza, sau diverselor neck-uri și dyke-uri din regiunea studiată de noi.

În figura 4 este dată diagrama lui St. Hafner și F. Laves (1957), care au arătat că în funcție de condițiile de formare și de conținutul în anortit benzile de absorbție în infraroșu ale plagioclazilor se deplasează în domeniul cuprins între 15,4 și 18,2μ . Primele trei probe din tabelul nr. 4 s-au plasat, ca și pe diagrama lui Thompson și Wadsworth, între valorile 50—60% An și în apropierea curbei de temperatură scăzută. Considerînd posibile structurile de temperatură intermediară în aceste probe colectate, după cum am amintit, din stîlpi vulcanici, unde cristalizarea plagioclazilor s-a produs mai încet, putem admite că deși traseul curbei de temperatură înaltă nu este complet pe această diagramă, proiecția lor denotă, oricum, tendințe de apropiere față de curba de tempe-

ratură joasă. Proiecția probei 565, care iese în afara curbelor trasate, ar putea fi explicată prin existența unei discontinuități la valoarea de 67% An (vezi capitolele anterioare); este posibil ca datorită numărului mic de probe analizat, în domeniul superior valorii 67% An, curba lui Hafner și Laves să fie în viitor retușată.

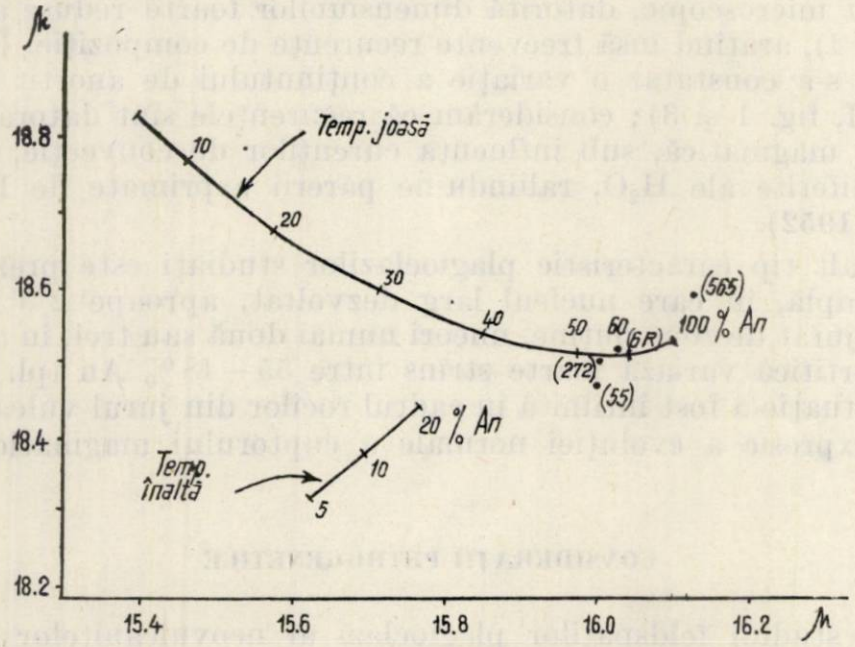


Fig. 4. — Proiecția probelor analizate în infraroșu pe diagrama lui St. Hafner și F. Laves (1957).

Din cumularea datelor asupra feldspaților și din calculul cantităților normative Q-Or-Ab-An, în cele 24 de roci analizate de noi s-au putut evidenția cîteva tendințe ale evoluției vulcanice din regiunea studiată.

Astfel, pe diagrama experimentală a lui Tuttle și Bowen (1958), în care sînt trasate curbele și minimele existente la 500 și 3 000 kg/cm² presiune de vapori de apă, completată cu diagrama inferioară pe care se observă limita soluției solide între cele trei tipuri de feldspați naturali, s-au proiectat constituenții salici obținuți din catanorma diferitelor vulcanite analizate (fig. 5).

Deși microscopic faza potasică nu a fost observată decît în dacite și unele bandaite, se constată, totuși, că majoritatea rocilor sînt proiectate în cîmpul specific asociației de doi feldspați, deși în rocile în care s-a observat biotit a fost extras procentul corespunzător de K_2O. Se mai poate observa, de asemenea, pe triunghiul superior că mare parte din roci sînt dispersate în apropiere a curbei de 500 kg/cm², permițînd aprecieri asupra adîncimilor relativ mici ale camerelor magmatice; singurele care depășesc presiunile de 3 000 kg/cm² se constată a fi secvențele ceva mai bazice, de la finele fiecărui ciclu eruptiv, care probabil veneau de la adîncimi mai mari.

Relațiile generale care au fost studiate în sistemul celor trei feldspați (Carmichael, 1963) arată că, în mersul cristalizării fracțio-

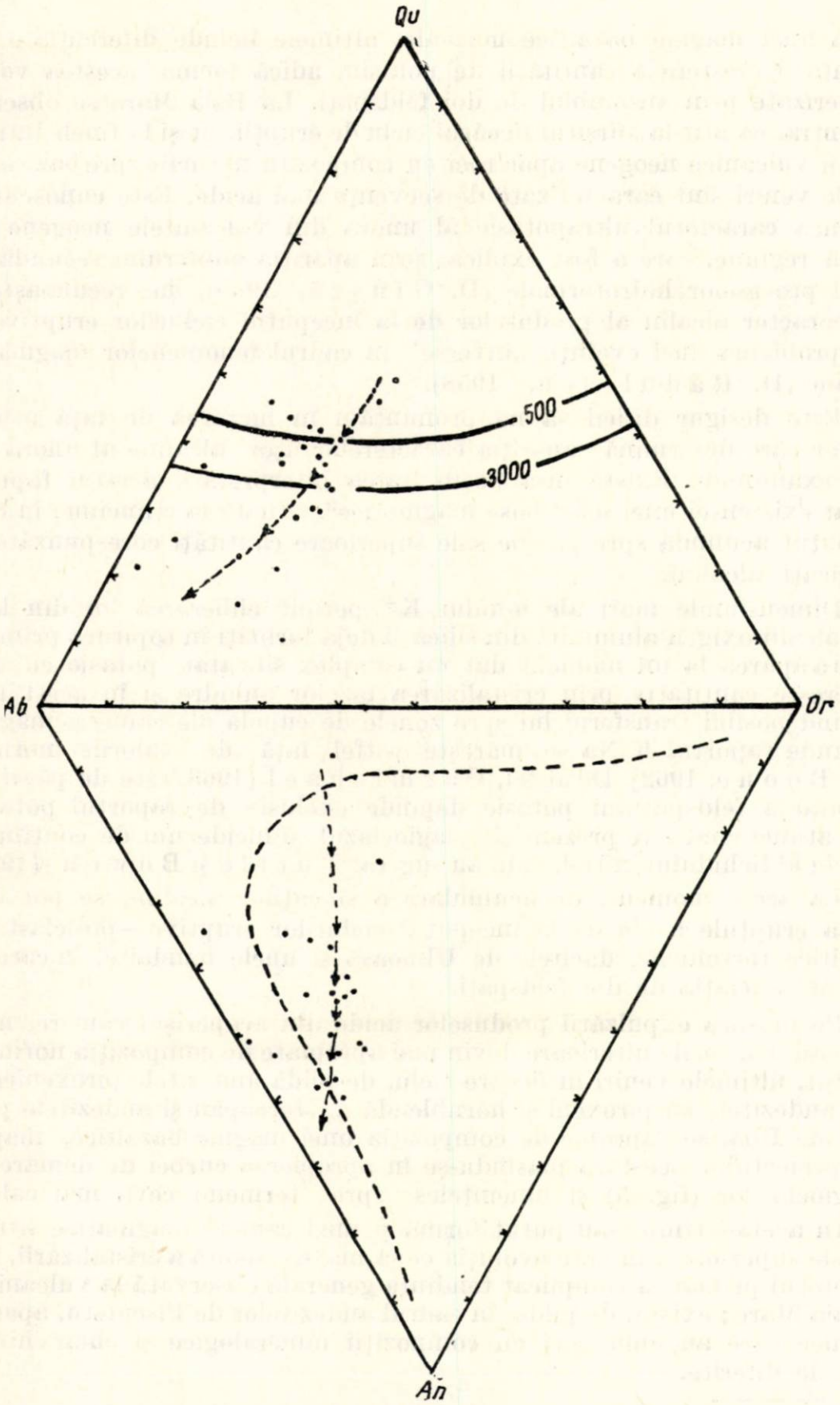


Fig. 5. — Proiecţia constituenţilor normativi salici din rocile analizate chimic pe tetraedrul silice-feldspaţi (cf. I.S.E. Carmichael, 1963). Săgeţile punctate reprezintă evoluţia generală a vulcanitelor din regiunea studiată.

nate a unei magme bazaltice normale, ultimele lichide diferențiate vor prezenta o creștere a cantității de potasiu, adică tocmai acestea vor fi caracterizate prin ansamblul de doi feldspați. La Baia Mare se observă, din contra, că atît la sfîrșitul fiecărui ciclu de erupții, cît și la finele întregii evoluții vulcanice neogene apar roci cu compoziții normale spre bazice, iar primele veniri sînt caracterizate de secvențe mai acide. Este cunoscut de asemenea caracterul ultrapotasic al unora din vulcanitele neogene din această regiune, care a fost explicat prin apariția adularului secundar în timpul proceselor hidrotermale (D. G i u ș c ă, 1960), dar recunoașterea unui caracter alcalin al produselor de la începutul ciclurilor eruptive ar relua problema unei evoluții „inverse" în cadrul fenomenelor magmatice generale (D. R ă d u l e s c u, 1958).

Este desigur dificil să ne pronunțăm în lucrarea de față asupra cauzelor care determină apariția caracterelor ușor alcaline al unora din rocile examinate. Există însă posibilitatea interpretării acestui fapt ca datorat existenței unei mari bose magmatice[3], situată la adîncime, în care s-au putut acumula spre părțile sale superioare cantități corespunzătoare de silicați alcalini.

Dimensiunile mari ale ionului K^+ permit eliberarea lui din legăturile alcalii-oxigen-aluminiu, din silicații deja formați în topitura primară, pentru a apărea la un moment dat un complex silicatat potasic cu apa, care crește cantitativ prin cristalizarea fazelor anhidre și în acest mod devenind posibil transferul lui spre zonele de cupolă ale camerei magmatice, unde raportul K/Na se mărește astfel față de valorile normale (G.M. B o o n e, 1962). De altfel, C a r m i c h a e l (1963) este de părere că precipitarea feldspatului potasic depinde exclusiv de raportul potasiu-sodiu, atunci cînd este prezent și plagioclazul, și nicidecum de conținutul în calciu al lichidului inițial, cum au sugerat T u t t l e și B o w e n (1958).

La acest moment, de acumulare a silicaților alcalini, se pot deci raporta erupțiile acide de la începutul ciclurilor eruptive —piroclastitele riodacitice tortoniene, dacitele de Ulmoasa și unele bandaite, în care s-a observat asociația de doi feldspați.

Pe măsura expulzării produselor acide din acoperișul camerei magmatice adînci, rocile ulterioare devin mai apropiate de compoziția normală. În sfîrșit, ultimele veniri în fiecare ciclu, de pildă andezitele piroxenice de Seini, andezitele cu piroxeni și hornblendă de Jereapăn și andezitele piroxenice de Ilba, se apropie de compoziția unei magme bazaltice, majoritatea proiecțiilor acestora plasîndu-se în apropierea curbei de demarcație a plagioclazilor (fig. 5) și bineînțeles spre termenii ceva mai calcici.

În același timp s-au putut forma și mici camere magmatice situate la nivele superioare, în care evoluția ceva mai deosebită a cristalizării, față de cuptorul primar, a complicat tendința generală observată la vulcanitele din Baia Mare ; există, de pildă, în cadrul andezitelor de Piscuiatu, aparate vulcanice care au emis roci cu compoziții mineralogice și chiar chimice destul de diferite.

[3] I. A n d r e i și colab. (1970), *Sinteza datelor geofizice din eruptivul neogen de la Baia Mare*, raport, arh. Inst. geof. apl.

CONTRIBUTION TO THE KNOWLEDGE OF PLAGIOCLASE FELDSPARS IN NEOGENE VOLCANICS FROM THE DISTRICT BAIA MARE

ABSTRACT

Plagioclase feldspars have been studied by means of optical methods completed with chemical data and infrared spectroscopy. The rocks are classified in volcanic evolutive cycles (Table 1) in which acid sequences — dacites and bandaites — are observed at the beginning; the basicity of the rocks grows towards the end of the cycles, finishing as a rule with pyroxene andesites.

The anortite content of plagioclase feldspars has been established as follows: a) on a 5-axis universal stage; b) determining the refractive index of the glass of plagioclases (Foster, 1955); c) from normative constituents: $\frac{an}{an + ab}$; d) infrared spectroscopy (Thompson and Wadsworth, 1957).

The frequency of twin laws and An percentages may be seen in table 3; variation histograms for each analysed rock can be observed in figure 2. Infrared absorption spectra of plagioclases from two quartz-andesites (272, 55), one bandaite (6R) and one pyroxenes and hornblende andesite (565), from dykes and necks, may be observed in figure 3.

The first three specimens show similar contents determined by all these methods (Table 4), while no. 565 has an aberration of the absorption bands of 16.12 μ; this involves the possibility of structural discontinuities in plagioclase series at the value of An_{67} (Doman, Cinnamon, Bailey 1965). The value An_{68} has been obtained by determining the refractive index of the glass of plagioclase 565.

It is possible that the curves of Thompson and Wadsworth (1957) and Hafner and Laves (1957) — figure 4 in our work — which had not disposed of too many specimens in the area with a value higher than An_{67}, would be transformed in the future.

Thus dacitic rocks have plagioclase feldspars with a frequency maximum at 30—38% An — tortonian riodacitic tuffs and dacites of Ulmoasa.

Quartz-andesites of Piscuiatu — pannonian C, D — have a frequency maximum at 48 and 52% An, while bandaites from cycle III have this maximum at 50 and 55% An.

Porphyritic microgranodiorites have plagioclases with two frequency maxima at 55 and 60% An, because the subvolcanic body had been placed when a part of the crystals was already in the primary magma chamber, then following the second stage of crystallization, under independent conditions.

Pyroxene andesites at the end of the eruptive cycles have plagioclases in which An percentages range between 55 and 70%, with a fre-

quency maximum at 58—62%, or in the vicinity of the discontinuity from An_{67}.

The study of the zoned plagioclases present both in flows and subvolcanic bodies allowed to recognize the following types of zoning: the most abundant is oscillatory, with many zones; there is also the "patchy zoning" (Vance, 1965) in which a core having 63—75% An is corroded and mantled with albite (Pl. 3, Fig. 3). In the rocks in which this type of zoning has been observed, the potassic feldspar is associated in the groundmass.

From the study of plagioclase feldspars in the neogene volcanics from Baia Mare it results that most of them present optical high-temperature properties; there are also intermediate and lower temperature terms, specific to subvolcanic bodies (Fig. 1).

Normative salic constituents of the rocks chemically analyzed are plotted on the two faces of the feldspar-silica tetrahedron (Carmichael, 1963), figure 5 in our paper.

Although potassic feldspar has been observed microscopically only in dacites and some bandaites, it was found that a wide variety of rock types fall quite into the projected two-feldspar field. Carmichael (1963) pointed out that in the process of the fractional crystallization of basaltic magma, the last liquids would crystallize as two feldspar assemblages, whereas in these examples from Baia Mare it appears that such potassic products have been produced at the beginning of the eruptive cycles.

It may, perhaps, be suggested that the unusual alkaline composition of these rocks is the result of transfer of potassic silicates near the roof of the magma chamber. This is the moment of dacitic eruptions from the beginning of eruptive cycles.

During the expulsion of these acid products, the lavas composition changed into pyroxene andesites; the series show a definite trend towards the products of normal basaltic magma.

BIBLIOGRAFIE

Boone G. M. (1962), *Potassic Feldspar Enrichment in Magma : Origin of Syenite Debouillie District, Northern Maine*, Geol. Soc. Amer. Bull., **73**, 1 451.

Burri C., R. L. Parker, E. Wenk (1966), *Die optische Orientierung der Plagioklase. Unterlagen und Diagramme zur Plagioklasbestimmung nach der Drehtischmethode*, Birkhäuser Verlag (1967).

Carmichael I. S. E. (1963), *The crystallization feldspar in volcanic acid liquids*, Quart. J.geol. Soc. London, **119**, 95.

Deer W. A., R. A. Howie. J. Zussman (1963), *Rock-forming minerals*, **4**, Logmans, Londra.

Doman R. C., C. G. Cinnamon, S. W. Bailey (1965), *Structural discontinuities in the plagioclase feldspar series*, Amer. Miner. **50**, 724.

Foster W. R. (1955), *Simple method for the determination of plagioclase feldspar*, Amer. Miner., **40**, 179.

Giușcă D. (1960), *Adularizarea vulcanitelor din regiunea Baia Mare*, St. cerc. geol., **V**, 3.

Hafner St., Laves F. (1957), *Ordnung/Unordnung und Ultrarotabsorption P. II*, Zeitschr. Krist., **109**, 204.

Mînzăraru Lidia (1965), *Studiul mineralogic și petrografic al corpurilor subvulcanice din partea de NV a Munților Birgău*, St. tehn. econ., Seria I, 1.

PALIUC G. (1932), *Untersuchungen der Plagioklase einiger tertiärer Ergussgesteine Siebenbürgens (Rumänien), mittelst der Universaldrehtischmethode*, Schweiz. miner. petr. Mitt., **12**, 423.

RĂDULESCU D. (1952), *Observații asupra variației compoziției feldspaților plagioclazi zonați*, Bul. șt. Acad., **IV**, *2*.

— (1958), *Studiul petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Seini — Ilba — Nistru (Baia Mare)*, An. Com. geol., **XXXI**.

— (1965), *Determinarea mineralelor cu ajutorul metodei universale Fedorov*, St. tehn. econ., Seria I, *2*.

RĂDULESCU D., M. BORCOȘ (1968), *Aperçu général sur l'évolution du volcanisme néogène en Roumanie*, An. Com. Etat Geol., **XXXVI**.

STARKEY J. (1967), *On the Relationship of Pericline and Albite Twinning to the Composition and Structural State of Plagioclase Feldspars*, Schweiz. miner. petr. Mitt, **47**, *1*.

SZÖKE AMALIA (1960), *Studiul asupra plagioclazilor din masivul subvulcanic de la Toroiaga — Baia Borșa*, St. cerc. geol., **V**, *1*.

THOMPSON. C. S., WADSWORTH M. E. (1957), *Determination of the composition of plagioclase feldspars by means of infrared spectroscopy*, Amer. Miner., **42**, 334.

TUTTLE O. F., BOWEN N. L. (1958), *Origin of granite in the light of experimental studies in the system* $NaAlSi_3O_8-KAlSi_3O_8-SiO_2-H_2O$, Mem. geol. Soc. Amer., **74**.

VANCE J. A. (1965), *Zonning in igneous plagioclase : Patchy zonning*, J. Geol., *73*, 636.

VOGEL T. A. (1964), *Optical-crystallographic scatter in plagioclase*, Amer. Miner., **49**, 614.

*** (1953), *Selected petrogenic relationships of plagioclase*, Geol. Soc. Amer. Mem. **52**, editor R. C. Emmons.

Primit în redacție la 17 octombrie 1971

Institutul geologic

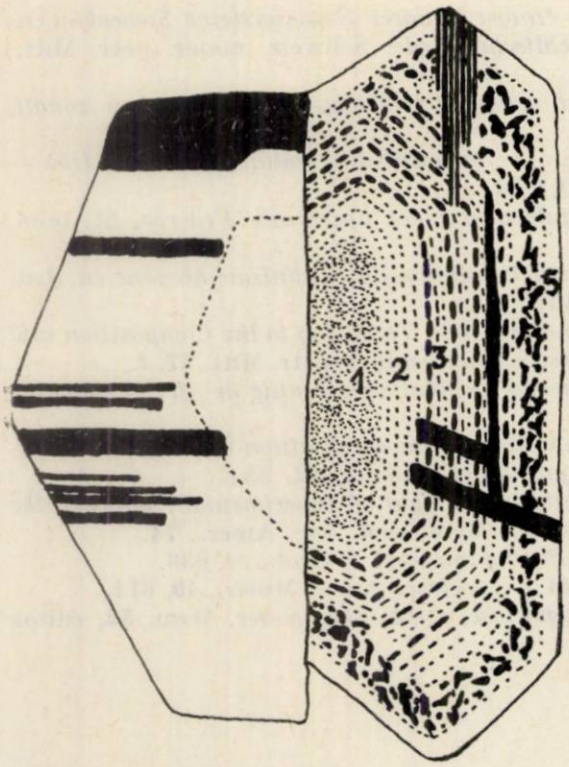


Fig. 1. — Feldspat plagioclaz cu zonare oscilatorie normală.

1, Nucleu cu 63 % An ; *2*, șase zone cu scădere progresivă pînă la 50 % An ; *3*, douăsprezece zone alternante cu 52—40 % An ; *4*, zonă cu incluziuni de sticlă ; *5*, zonă marginală cu 32 % An.

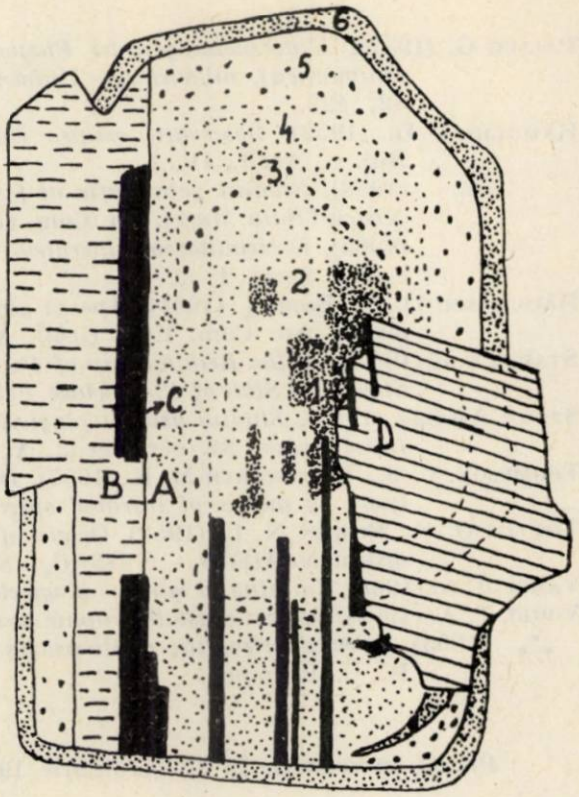


Fig. 2. — Feldspat plagioclaz cu zonare normală.

1, 65 % An ; *2*, 52 % An ; *3*, 50 % An ; *4*, 48 % An ; *5*, 45 % An ; *6*, 54 % An.

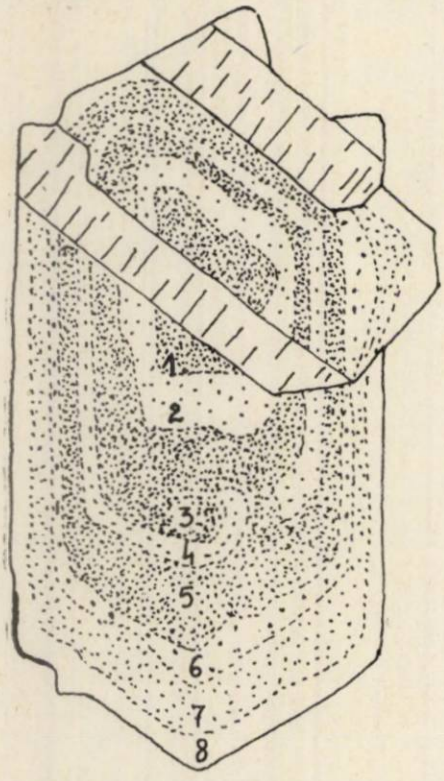


Fig. 3. — Feldspat plagioclaz cu zonare oscilatorie normală.

1, 67 % An ; *2*, 46 % An ; *3*, 52 % An ; *4*, 48 % An ; *5*, 50 % An ; *6*, 48 % An ; *7*, 45 % An ; *8*, 32 % An.

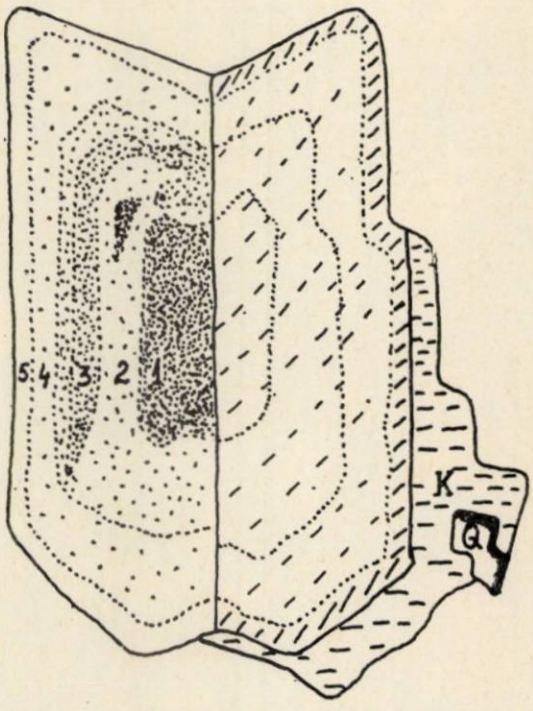


Fig. 4. — Feldspat plagioclaz mantelat cu feldspat alcalin.

1, Nucleu cu 69 % An ; *2*, 37 % An ; *3*, 55 % An ; *4*, 27 % An ; *5*, anortoclaz ; *k*, feldspat potasic ; *Q*, cuarț.

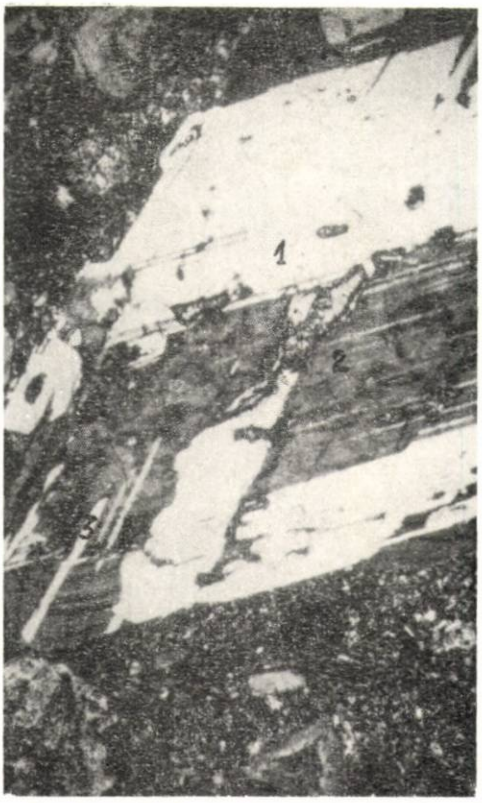


Fig. 1.— Hemitropie normală și paralelă-macle albit (1—2) și periklin (1—3). Planul maclei periklin paralel cu (001) ; N + , 80 ×.

Fig. 2. —Hemitropie paralelă. Planul maclei periklin înclinat față de (010) ; N+, 80 ×.

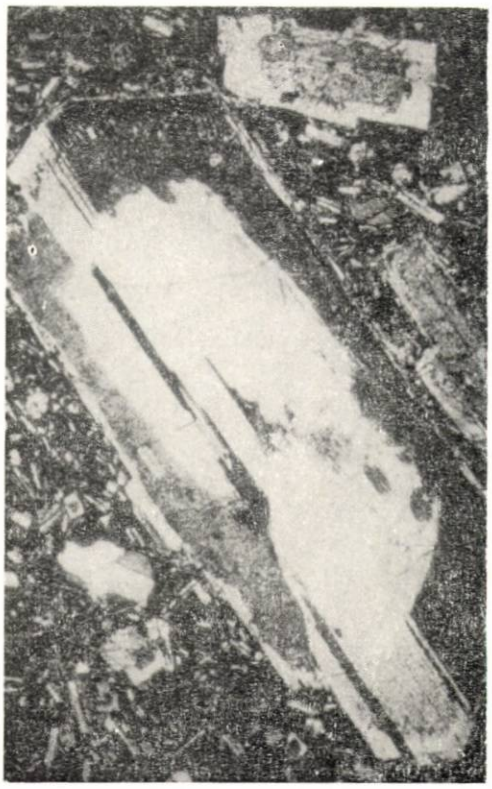


Fig. 3. — Plagioclaz zonat cu nucleul larg dezvoltat. N + , 80 ×.

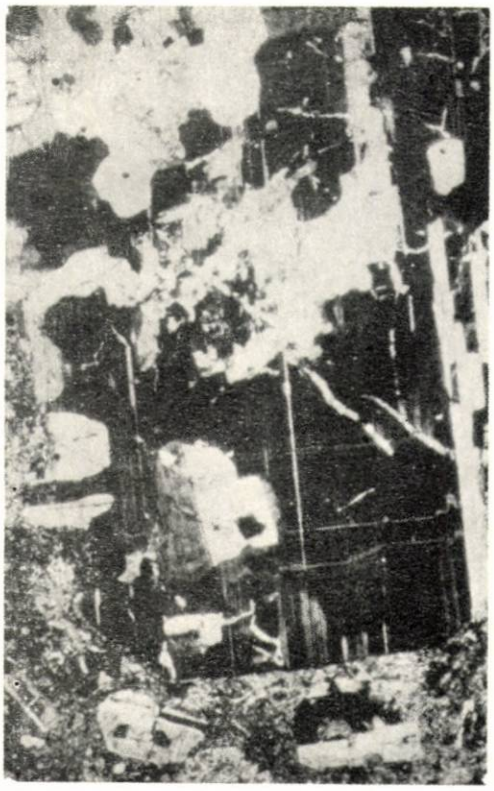


Fig. 4. — Plagioclaz cu zonare oscilatorie normală (zone numeroase). N + , 80 ×.

Fig. 1. — Structură grafică în dacitul de Ulmoasa. N +, 180 ×.

Fig. 2. — Corodarea nucleului bazic (N) de zona externă mai acidă și reacția cuarțului (Q) cu plagioclazul. N +, 80 ×.

Fig. 3. — Plagioclaz cu zonare „pătată", nucleul în pete cu 69% An este mantelat de feldspat alcalin (a). N +, 120 ×.

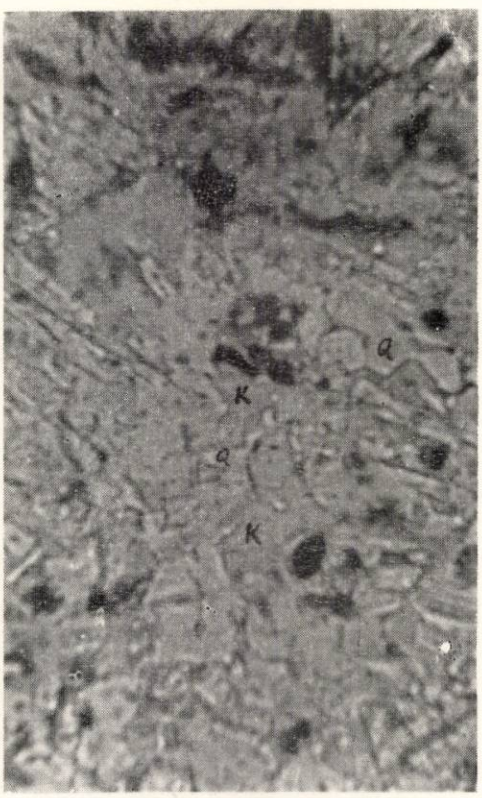


Fig. 4. — Feldspat potasic (k) și cuarț în masa fundamentală a bandaitului cu piroxeni — cariera Limpedea. N +, 240 ×.

ASUPRA PREZENȚEI UNOR FORMAȚIUNI DEVONIAN SUPERIOARE — CARBONIFER INFERIOARE, METAMORFOZATE, DIN BAZINUL VĂII BISTRA (MARAMUREȘ)

Notă preliminară

DE

G. PITULEA, ADINA VISARION

55(05)

Din formațiunile epimetamorfice presupuse de vîrstă paleozoică (H. Zapalowicz, 1886; H. Kräutner, 1967), ce aflorează la vest de masivul Pop Ivan, în bazinul văii Bistra, s-au colectat probe care au fost analizate palinologic.

Probele au constat din calcare cenușii grafitoase, slab șistoase, cu rare diaclaze de calcit, care formează un nivel de cîțiva metri, intercalat în șisturi filitice cenușii-maronii, cu aspect de ardezie. Punctul de unde s-au colectat aceste probe se situează pe interfluviul Topoleu — Șușnița (afluenți de dreapta ai văii Bistrei, în cursul său mijlociu), la cota de 900 m.

Formațiunile slab metamorfozate de pe interfluviul Topoleu-Șușnița sînt alcătuite dintr-o alternanță de cuarțite albe microconglomeratice, dolomite silicioase, filite, cuarțite negre grafitoase, șisturi grafitoase, șisturi sericito-cloritoase ± grafit, calcare și dolomite cenușii-șistoase sau masive și metatufuri și metatufite acide, în care G. Pitulea și colab.[1] separă următoarea succesiune stratigrafică: un complex bazal, terigen carbonatic, constituit din orizontul carbonatic inferior (cuarțite albe microconglomeratice, dolomite silicioase masive, albe, dolomite și calcare dolomitice masive, albe, cenușii-negricioase), orizontul detritogen grafitos (filite și șisturi sericito-cloritoase ± grafit, cu un nivel de cuarțite negre grafitoase în bază, un nivel de calcare dolomitice cenușii, șistoase, un nivel de șisturi grafitoase și un alt nivel de cuarțite negre grafitoase) și orizontul carbonatic superior, reprezentat printr-o alternanță de filite și șisturi sericito-cloritoase, în care se

[1] G. Pitulea, Viorica Iancu, Al. Andrei (1970), *Raport asupra prospecțiunilor pentru minereuri neferoase în regiunea Bistra — Pop Ivan — Frumușova (Munții Maramureș)*, 1970, arh. M.M.P.G.

St. cerc. geol., geof., geogr., seria geologie, t. 17, nr. 1, p. 43–47. București, 1972

separă două nivele de calcare cenușii ± dolomitice, șistoase (din nivelul bazal au fost colectate probele analizate palinologic) și dolomite masive, cenușii-negricioase. Succesiunea stratigrafică se încheie cu cc mlexul vul-

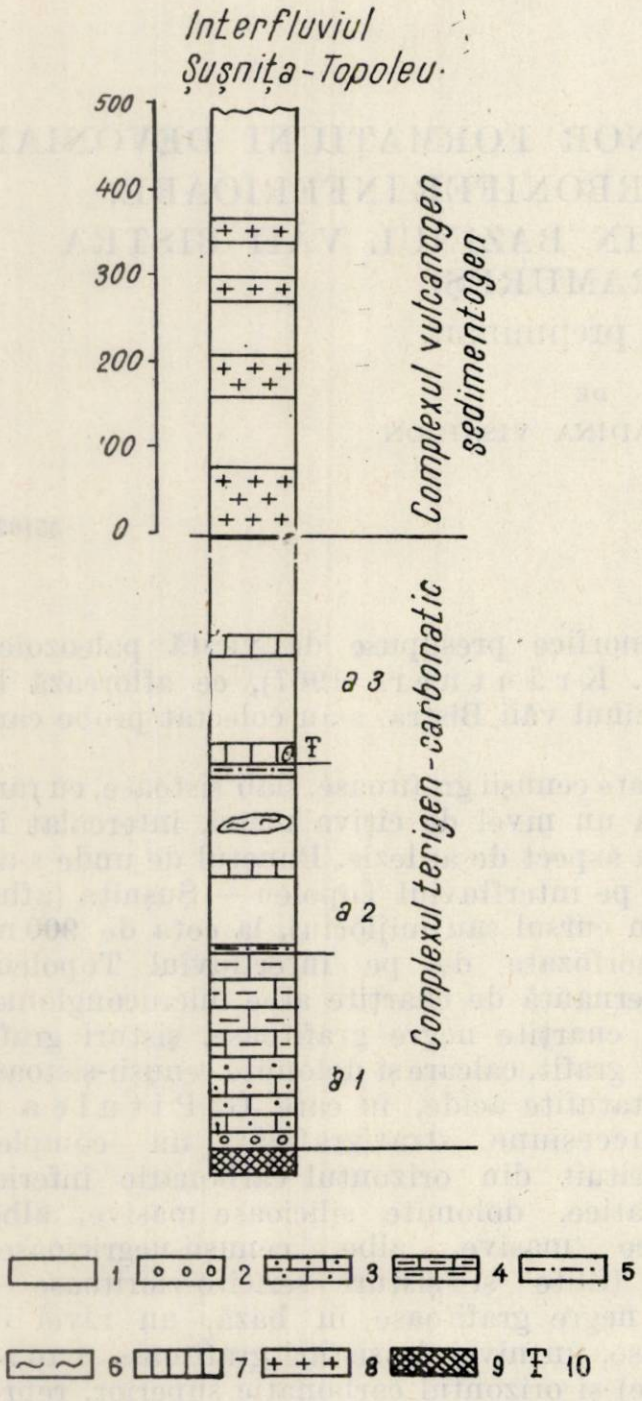


Fig. 1. — Coloană stratigrafică în seria de Bistra (interfluviul Topoleu — Șușnița).

1, Filite, șisturi sericito-cloritoase ± grafitoase; *2*, cuarțite albe microconglomeratice; *3*, dolomite albe silicioase; *4*, dolomite și calcare dolomitice, albe și cenușii-negricioase, masive; *5*, cuarțite negre grafitoase; *6*, șisturi grafitoase; *7*, calcare cenușii ± dolomitice, șistoase și masive; *8*, metatufuri și metatufite acide; *9*, seria de Pop Ivan; *10*, punct fosilifer; a_1, orizontul carbonatic inferior; a_2, orizontul detritogen grafitos; a_3, orizontul carbonatic superior.

canogen-sedimentogen, constituit dintr-o alternanță de filite, șisturi sericito-cloritoase și metatufuri și metatufite acide (fig. 1).

Această succesiune, care a fost atribuită de G. Pitulea (1971)[2] seriei de Bistra, prezintă similitudini cu secvența din partea superioară a

[2]G. Pitulea (1971), *Formațiunile paleozoice metamorfozate din extremitatea nord-vestică a Munților Maramureș (bazinul văii Bistra)*, com. șed. Acad. R.S.R.

formațiunilor paleozoice din Munții Rodnei (orizontul grafitos metaconglomeratic al complexului detritogen grafitos superior), unde Florentina Kräutner și Elena Mirăuță (1970) au determinat, în calcare asemănătoare, osicule de microcrinoide, aparținînd ordinului *Disparida*.

Într-una din probele de calcare analizate a fost pusă în evidență următoarea asociație sporo-polinică :

Verrucosisporites sp.
Stenozonotriletes sp.
Reticulatisporites sp.
Retusotriletes sp.
Lophozonotriletes sp.
? *Archaeoperisaccus* sp.
Hymenozonotriletes sp.
Hymenozonotriletes endemicus Tschib
Zonotriletes luteolus Luber
Densosporites sp.

Conținutul palinologic este reprezentat, în majoritate, prin forme nesatisfăcător conservate, astfel că nu au putut fi determinate decît generic. Ținînd seama de distribuția stratigrafică a complexelor sporo-polinice paleozoice dată de Potonié — Kremp (1956), Pokrovskaia și colab. (1966), Alpern (1959), asociația microfloristică identificată prezintă următoarea răspîndire :

Genurile *Verrucosisporites* și *Stenozonotriletes* sînt citate din devonian pînă în permian, iar *Hymenozonotriletes*, *Retusotriletes*, *Lophozonotriletes* și *Archaeoperisaccus* se dezvoltă în devonian, continuîndu-se și în carboniferul inferior. *Zonotriletes luteolus* este menționat de Luber-Waltz (1941) în devonian, iar *H. endemicus* Tschib (F. E. Pokrovskaia și colab., 1966) în devonian mediu — superior. *Reticulatisporites* are o largă circulație în carbonifer, iar *Densosporites* apare din devonianul superior și se continuă pînă în carboniferul mediu, pe care nu-l depășește (R. Potonié și G. Kremp, 1956).

Din repartiția stratigrafică a asociației microfloristice determinate rezultă că, în majoritate, genurile enumerate aparțin devonianului, continuîndu-se și în carboniferul inferior.

Privită în ansamblu, asociația sporo-polinică determinată se poate încadra în intervalul devonian superior — carbonifer inferior.

Conținutul palinologic determinat prezintă asemănări cu complexele sporo-polinice descrise de Pokrovskaia (1966) în Platforma Rusă. De asemenea, se pot face apropieri și cu asociația sporo-polinică citată de F. I. Jukov (1968) în Masivul Rahov, considerată carboniferă.

Determinarea vîrstei devonian superioară — carbonifer inferioară, pentru secvența cuprinsă între orizontul detritogen grafitos al complexului terigen carbonatic și complexul vulcanogen-sedimentogen de pe interfluviul Topoleu — Șușnița, constituie totodată un argument în plus în favoarea aceleiași vîrste, pentru secvența paralelizabilă din succesiunea formațiunilor paleozoice metamorfozate din Munții Rodnei. Floren-

tina Kräutner şi Elena Mirăuţă (1970) şi H. Kräutner (1968) atribuie acestei succesiuni vîrsta devonian — carbonifer inferioară în special pe baza unor paralelizări litologice şi stratigrafice cu seria de Tulişa şi devonianul moravo-silezian, întrucît osiculele de microcrinoide, aparţinînd ordinului *Disparida*, determinate de Florentina Kräutner şi Elena Mirăuţă (1970) în calcarele din partea mediană a seriei de Repedea, caracterizează un interval de timp prea larg (ordovician mediu — permian).

În concluzie, primele date palinologice obţinute indică vîrsta devonian superioară — carbonifer inferioară, urmînd ca un studiu sporopolinic de detaliu, al întregii succesiuni stratigrafice prezentate, să ne aducă noi elemente.

SUR LA PRÉSENCE DE CERTAINES FORMATIONS DÉVONIEN SUPÉRIEUR — CARBONIFÈRE INFÉRIEUR, MÉTAMORPHISÉ, DANS LE BASSIN DE LA VALLÉE DE BISTRA (MARAMUREŞ)

RÉSUMÉ

Dans cette note on apporte des données d'ordre paléontologique, lithologique et stratigraphique, qui constituent de nouveaux arguments concernant l'âge dévonien supérieur — carbonifère inférieur de certaines formations épimétamorphiques de la zone cristalline des Monts Maramureş. Ces formations, incluses par G. Pitulea (1971) dans la « série de Bistra », sont attribuées à cet âge, en tenant compte d'une association microfloristique (*Verrucosisporites* sp., *Stenozonotriletes* sp., *Reticulatisporites* sp., *Retusotriletes* sp., *Lophozonotriletes* sp., *Archaeoperisaccus* sp., *Hymenozonotriletes* sp., *H. endemicus* Tschib, *Zonotriletes luteolus* Luber, *Densosporites* sp., *Laevigatosporites* sp.) et de certaines corrélations lithologiques et stratigraphiques avec la séries de Repedea, développée dans les Monts Rodna. ou Florentina Kräutner et Elena Mirăuţă (1970) ont attribué l'âge paléozoïque à cette série, à la suite de l'identification des certaines traces organiques, considérées ossicules de crinoïdes.

La série de Bistra, développée sur l'interfluve des ruisseaux Topoleu — Şusniţa (affluents de la vallée de Bistra), comprend deux complexes stratigraphiques : un complexe basal, terrigène-carbonatique, avec trois horizons (carbonatique inférieur, détritogène-graphiteux et carbonatique supérieur) et un complexe, supérieur, volcanogène-sédimentogène.

L'association microfloristique a été déterminée dans les calcaires de l'horizon carbonatique supérieur.

Cette note a un caractère préliminaire ; il est possible qu'un étude palynologique systématique de toute la succession stratigraphiques nous offrira de nouvelles données qui nous permettront de faire de nouvelles considérations.

BIBLIOGRAFIE

ALPERN B. (1959), *Contributions à l'étude palinologique et pétrographique des charbons français*, edit. Circex, Paris.

BALTEȘ N., BEJU D. (1963), *Contribuții palinologice la cunoașterea depozitelor for atedin Platforma Moesică*, Asoc. carp. - balc., **III**/1.

JUKOV F. I. (1968), *O kamennougolnîh otlajeniiah severo-zapadnogo okoncianiia Marmaroșskogo massiva*, Gheol. Jurn., Kiev, **XXXVIII**, *5*.

KRÄUTNER FLORENTINA, MIRĂUȚĂ ELENA (1970), *Asupra prezenței Devonian — Carboniferului în cristalinul Carpaților Orientali*, D. S. Inst. geol., **LV** (1967—1968).

KRÄUTNER H. (1967), *Harta geologică a Republicii Socialiste România*, scara 1 : 200 000, foaia Vișeu., Inst. geol.

— (1968), *Vederi noi asupra masivului cristalin al Rodnei*, St. cerc. geol., geof. geogr., Seria geologie, **13**, *2*.

KRÄUTNER H., KRÄUTNER FLORENTINA (1970), *Formațiunile cristaline din versantul nordic al masivului Rodnei*, D. S. Inst. geol., **LV** (1967—1968).

LUBER A. A., WALTZ I. E. (1941), *Atlas of microspores and pollin grains of Paleozoic of the U.S.S.R.*, Vses Nauk, Isd. Geol. Inst. Trud., p. 139 ; 1—108.

MC. GREGOR, OWENS B. (1966), *Devonian spores of eastern and northern Canada*, Deport. of mines and Tech. Surv.

PITULEA G. (1967), *Recherches géologiques dans la zone cristalline des Carpates Orientales (région de Pop Ivan — Tulgheș)*, Rev. roum. géol., géophys., géogr. Série géologie, **11**, *2*.

POKROVSKAIA I. E. și colab. (1966), *Palaeopolinologhia*, Trudî VSGI, *141*, Leningrad.

POTONIÉ R., KREMP G. (1953), *De Sporae dispersae des Ruhrkarbons*, Palaentographica, B, **98**.

STREEL M. (1966), *Critères palynologiques pour une stratigraphie détaillée du Thla dans les Massives ardenno-rhénane*, Anal. Soc. Géol. Belgique Liège, **89**.

ZAPALOWICZ H. (1886), *Eine geologische Skizze des östlichen Teiles der Pokutisch — Marmaroscher Grenzkarpathen*, Jahrb. d.k.k. geol. Reichsanst., Viena, **XXVI**.

Primit în redacție la 7 iunie 1971

Întreprinderea geologică de prospecțiuni

CONSIDERAȚII PRIVIND MINERALOGIA SKARNELOR CU MINERALIZAȚII CUPRIFERE DE LA VĂRAD

DE

DAN GHEORGHIȚESCU

(5505)

Zăcămîntul cuprifer de la Vărad se încadrează în grupul de concentrații de substanțe minerale utile asociate genetic provinciei banatitice, provincie petrografică determinată de magmatismul cu caracter subsecvent al structogenului alpin. În aureola intruziunilor laramice de aici, în funcție de compoziția rocilor substituite și de aportul diferențial de substanță oferit de rocile banatitice apar o serie de formațiuni de metamorfism termic și metasomatic.

Zonele mineralizate de la Sasca, Florimunda, Suvorov — Valea Mare și Vărad, dispuse în șir pe un aliniament nord — sud, constituie, alături de cele mai sudice, de la Maidan Pek, Bor și Medet, una dintre cele mai importante provincii cuprifere din sud-estul Europei. La rîndul ei, această provincie se încadrează în imensa centură cupro — molibdenică alpină — est-mediteraneană, în care sînt incluse importante zăcăminte de cupru și molibden de contact, hidrotermale sau de tip „porphyry copper", și care, după noile cercetări, se întinde pe direcția sud-est pe mai mult de 5 000 km. Între zăcămintele componente ale centurii de disting foarte multe asemănări din punct de vedere genetic, structural, compozițional etc.

★

Zăcămîntul Vărad, intrat recent în exploatare la partea sa superioară, a fost pus în evidență doar de cîțiva ani. Spre deosebire de zonele mineralizate de la nord (Florimunda, Suvorov, Valea Mare), unde urmele mineritului datează încă de pe vremea romanilor, sectorul Vărad constituie obiectul unor prospecțiuni amănunțite abia cu începere din anul 1956, în cadrul unui proiect mai larg de cercetare geologică a întregii regiuni banatitice cuprinsă între Oravița și Moldova Nouă.

Ivirile mineralizate de la sud de sectorul Suvorov — Valea Mare (Benedikter Gebirge) sînt pentru prima dată citate în zona Warader Gebirge, în lucrările lui M. Castel (1869) și G. Marka (1869).

St. cerc. geol., geof., geogr., seria geologie, t. 17, nr. 1, p. 49–66, București, 1972

Studii geologice detaliate a întreprins S. Năstăseanu (1963 și 1964); între anii 1959 și 1968, Ioana Gheorghiță [1] a efectuat în întreaga zonă Moldova Nouă cercetări petrografice și mineralogice. Studii cu caracter preliminar, urmărind clarificarea situației geologice, stabilirea structurii și zonalității corpurilor de skarne, succesiunea paragenetică etc., a întreprins în cadrul zăcămîntului D. Gheorghițescu [2] (1969 și 1970).

★

Zăcămîntul Vărad este dispus în apropierea liniei tectonice Oravița, care separă zona de sinclinoriu Reșița — Moldova Nouă de complexul epizonal Locva. De altfel, este foarte probabil ca această linie geotectonică, activă pe durata triasic-miocen (Al. Codarcea, M. Lupu Marcela Dessila-Codarcea și Denisa Lupu, 1967), să fi permis accesul din zonele profunde sialice pînă la suprafață a magmelor banatitice bogate în componenți metalici. Întrucît cristalinul de Locva nu intră în perimetrul imediat al zăcămîntului, ci apare doar ca o mică fîșie în partea nordică, pe versantul drept al văii Gărîna, unde încalecă calcarele cristaline mezozoice, nu-l vom considera în caracterizarea geologică a zăcămîntului.

a) COMPLEXUL SEDIMENTAR

Structura geologică este relativ simplă, fiind constituită dintr-un anticlinal orientat nord — sud, a cărui axă începe în nord de la linia de încălecare a cristalinului peste sedimentarul mezozoic și se continuă spre sud pînă la valea Văradului. Flancurile anticlinalului sînt perfect simetrice. Ciclul sedimentar mezozoic este reprezentat prin depozite ale jurasicului, cretacicul inferior dezvoltîndu-se doar în mică proporție pe rama estică a sectorului. Jurasicul este prezent prin depozitele malmului, oxfordianului și kimmeridgianului (fig. 1). Oxfordianul este constituit din marno-calcare, de culoare cenușie-negricioasă, diaclazate, pe diaclaze instalîndu-se calcitul. Marno-calcarele trec treptat spre calcare fine cu intercalații silicioase, stratiforme (lusitanian), care capătă uneori aspectul foarte caracteristic de benzi. Vîrsta s-a acordat prin paralelizare cu alte depozite similare, datorită lipsei de faună.

Kimmeridgianul este reprezentat prin calcare noduloase cenușii-gălbui cu fragmente de *Perisphinctes*. În scopul cunoașterii detaliate a mecanismului metasomatic ce a avut loc, este necesară precizarea mineralogiei și chimismului rocilor sedimentare ce reprezintă paleosomul în aceste procese de contact.

Probele recoltate în galerii și foraje au evidențiat calcare și calcare dolomitice care au constituit sursa incontestabilă de Ca și Mg pentru neoformațiunile metasomatice (tabelul nr. 1).

---

[1] Ioana Gheorghiță (1966, 1967 și 1968), *Studii petrografice în zăcămîntul Moldova Nouă*, raport. arh. Inst. geol.

[2] D. Gheorghițescu (1969 și 1970), *Studii geologice și mineralogice în zăcămîntul Vărad*, raport. arh. Inst. geol.

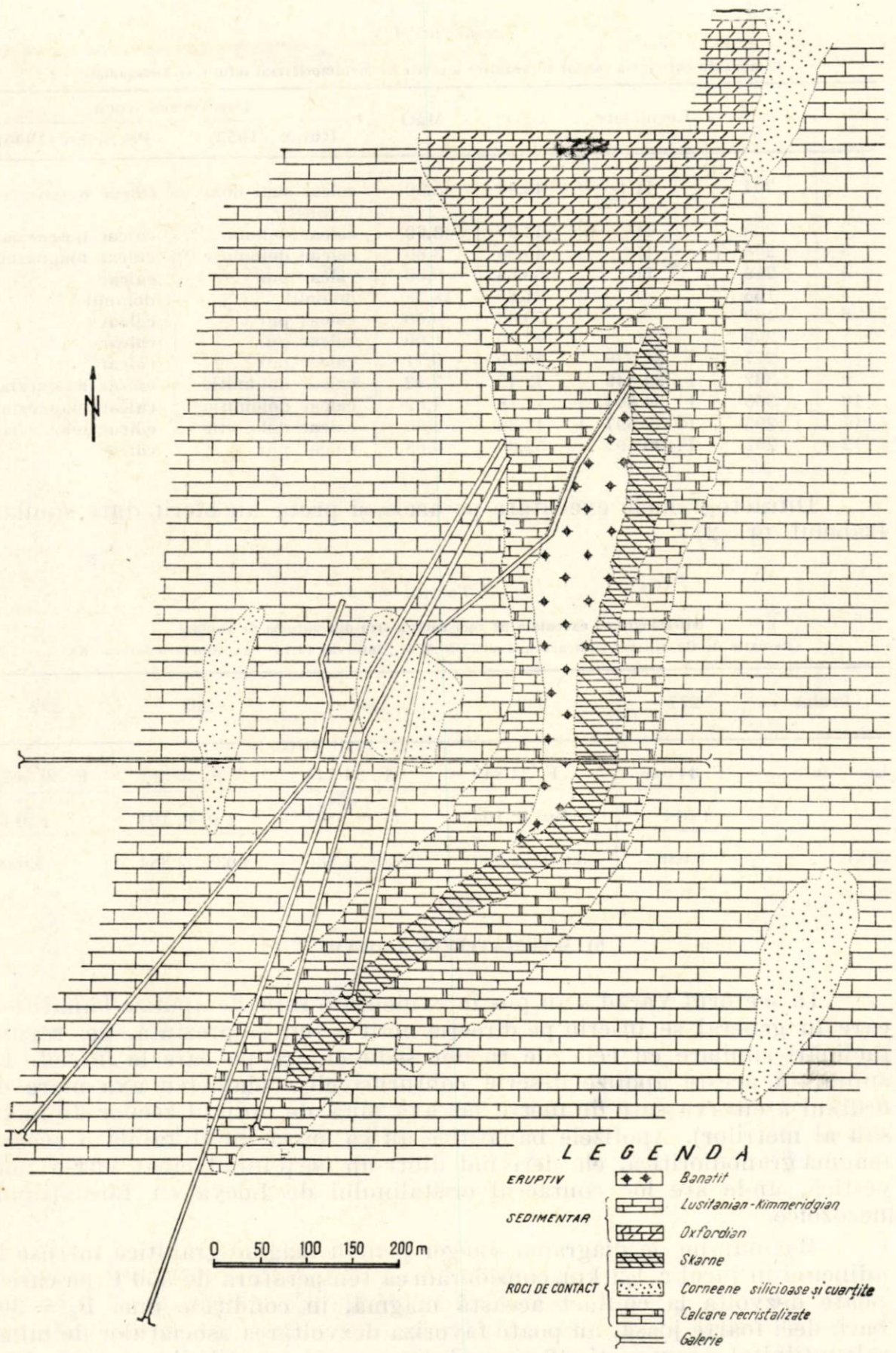


Fig. 1. — Schița geologică a zăcămîntului cuprifer Vărad (după harta I.G.E.X., cu completări).

Tabelul nr. 1

Compoziția chimică a rocilor carbonatice afectate de metamorfismul termic și metasomatic

Nr.	Proba	Localizare	CaO	MgO	Denumirea rocii	
					Ruhin (1953)	Pettijohn (1956)
1	204	II	48,44	2,50	calcar slab dolomitic	calcar magnezian
2	205	II	44,30	3,60	calcar dolomitic	calcar magnezian
3	208	II	40,88	3,60	calcar dolomitic	calcar magnezian
4	216	II	50,68	0,60	calcar pur	calcar
5	168	0	31,80	18,58	dolomit	dolomit
6	169	0	50,68	0,60	calcar pur	calcar
7	209	II	47,60	1,00	calcar pur	calcar
8	277	F. 34 846	53,20	0,71	calcar pur	calcar
9	332	F. 34 849	42,40	7,42	calcar dolomitic	calcar magnezian
10	360	F. 34 844	44,18	4,82	calcar dolomitic	calcar magnezian
11	293	F. 30 597	41,32	2,96	calcar dolomitic	calcar magnezian
12	292	F. 30 597	52,80	0,68	calcar pur	calcar

Difractogramele executate pe aceleași probe au oferit date similare (tabelul nr. 2).

Tabelul nr. 2

Difractograme executate pe roci carbonatice din aureola de contact

(Radiație de Cu filtrată; difractometru TUR M 61; interval 13,75—16; standard intern (KCl)

Proba	277	332	360	293	292
Localizare	F. 34 846	F. 34 849	F. 34 844	F. 30 597	F. 30 597
hkil	1 014	1 014 ; 104	1 014 ; 104	1 014 ; 104	1 014
d(A)	3,038	3,038 ; 2,890	3,038 ; 2,886	3,038 ; 2,884	3,038

b) MAGMATITELE LARAMICE

În sectorul Vărad s-au pus în evidență o serie de apofize banatitice, care în general se înscriu pe direcția nord — sud și prezintă, de regulă, înclinări similare cu cele ale rocilor sedimentare pe care le intrud. La suprafață aceste apofize descriu contururi elipsoidale (cu axa mare de ordinul a cîtorva sute de metri, iar axa mică de ordinul zecilor de metri sau al metrilor). Apofizele banatitice au ca sursă indubitabilă o aceeași magmă granodioritică, ele derivînd dintr-un corp înrădăcinat într-o zonă vestică, unde are loc contactul cristalinului de Locva cu formațiunile mezozoice.

Bazîndu-ne pe diagrama Jaeger pentru magme granitice intruse la adîncimi în jurul a 1,2 km, considerăm că temperatura de 550°C pe care o poate dezvolta la contact această magmă, în condițiile unei $P_s = 300$ bari, deci foarte joasă, nu poate favoriza dezvoltarea asociațiilor de minerale întîlnite, caracteristice faciesurilor corneenelor amfibolice și piroxenice,

pe seama impurităților din depozitele carbonatice supuse acțiunii metamorfismului termic. Astfel se presupune că la originea paragenezelor din zăcămîntul Vărad stau procesele metasomatice de infiltrație la contact și hidrotermale.

Rocile banatitice prezintă trei tipuri mineralogice: granodiorit porfiric cu biotit, granodiorit porfiric cu biotit și hornblendă și granodiorit porfiric cu hornblendă, dintre care cel mai frecvent este granodioritul porfiric cu biotit; în aceste roci, fenocristalele care conferă acestora aspectul porfiric sînt cele de feldspat plagioclaz, de biotit, și hornblendă ± cuarț. Feldspatul plagioclaz este de obicei un andezin(34—39% An), observîndu-se uneori o zonare accentuată, cu 3—4 zone succesive bine conturate. El este de regulă maclat albit-Karlsbad, albit-Ala B sau albit. Plagioclazul prezintă numeroase transformări de natură hidrotermală: sericitizare, argilizare, calcitizare. Biotitul și hornblenda prezintă destul de rar contururi prismatice complete și sînt intens cloritizate. Pasta cu o granulație ce variază de la microgrăunțoasă la grăunțoasă are în compoziție cuarț, albit, ortoză; mai rar apare adularul.

Prin stabilirea proporțiilor în care participă principalele minerale (care apar ca fenocristale), apreciem că roca banatitică reprezintă în zona zăcămîntului Vărad un granodiorit porfiric, cu o ușoară trecere spre un monzodiorit.

★

Sectorul Vărad se încadrează în stilul tectonic general al geosinclinalului Reșița — Moldova Nouă. Complexul sedimentar jurasic, preponderent carbonatic, este dispus într-o singură cută anticlinală, orientată nord — sud, ce începe din dreptul culmii Amalia, în nord, și continuă pînă în dreptul satului Pescari, pe malul Dunării.

Flancurile anticlinalului sînt perfect simetrice; axul anticlinalului este format din calcare marnoase și calcare de vîrstă lusitanian-kimmeridgian, iar flancurile din calcare kimmeridgiene superioare, peste care, înspre vest, s-au depus sedimente neogene. În cretacicul superior este activizată linia tectonică Oravița, avînd loc împingerea cristalinului getic de Locva de la vest spre est, peste depozitele carbonatice din nordul perimetrului. Apoi sînt puse în loc intruziunile banatitice care se infiltrează pe linii de ruptură (fracturi de sprijin ale liniei tectonice Oravița), dispuse aproximativ nord — sud, încadrîndu-se în structura geologică generală. Adesea sînt utilizate planele de stratificație ale rocilor sedimentare.

Procesul este însoțit de metamorfism termic și cataclastic. Banatitele sînt străbătute de o serie de fisuri (orientate N50—70°E/80° N) și fracturi de mică amploare, care sînt, de obicei, orientate similar cu cele din calcarele jurasice, care au reprezentat de altfel cea mai favorabilă cale de acces a soluțiilor postmagmatice. Sistemul fisural tectonic al calcarelor jurasice, produs de mișcările ce au urmat după consolidarea rocilor banatitice, prezintă trei tipuri principale: fisuri anteskarn, sincrone și postskarn. Fisurile anteskarn au o orientare generală est — vest, cu valori cuprinse între N 80° E și N 80°V. Înclinările au valori de 60—80°N (uneori

verticale). Fisurile sincrone cu metasomatitele sînt dispuse doar în zona de dezvoltare a skarnelor granditice. Fisurile postskarn prezintă în masa skarnelor o aureolă de alterare.

Fracturarea ce a avut loc sincron sau postmetasomatic este reliefată sugestiv și de prezența plajelor de minereu care cimentează zonele de brecie de skarn, sau de prezența filonașelor de calcit care împînzesc masa metasomului.

Prin lucrările miniere executate în perimetrul zăcămîntului s-a ajuns la concluzia că intruziunile banatitice sînt localizate în sîmburele anticlinalului Vărad. Faliile puse în evidență nu au amploarea necesară unei compartimentări distincte a zăcămîntului.

★

Principala cale de acces a fluidelor postmagmatice a constituit-o contactul banatite/calcare. De aici, prin procese de deschidere și redeschidere de fracturi și fisuri mai vechi ale paleosomului, a avut loc infiltrația fluidelor postmagmatice generatoare ale acestor neoformațiuni.

Metasomatoza ce a avut loc a fost controlată strict, atît litologic cît și structural. Pe aceleași căi de acces, soluțiile hidrotermale ulterioare depun minerale caracteristice domeniului hidrotermal care vin să substituie mineralele pirometasomatice.

În afara metamorfismului metasomatic, care a avut cea mai mare pondere în cadrul proceselor de transformare din zăcămînt, termometamorfismul a condus la marmure și calcare parțial recristalizate : pe seama intercalațiilor marno-argiloase și grezoase iau naștere corneene și cuarțite. Apar și corneene endomorfe, pe seama proceselor de asimilare de către roca banatitică a unor sedimente argiloase și marnoase, intercalate rocilor carbonatice.

★

PIROMETASOMATITE ȘI HIDROTERMALITE

S-au evidențiat două tipuri de skarne apocarbonatice, deosebite ca chimism și ca vîrstă de formare :

—skarne calcice (apocalcaroase) — situate superficial ;

— skarne magneziene (apodolomitice) — situate în adîncime.

Situarea la nivele diferite a celor două tipuri de skarne este datorată controlului litologic ; skarnele magneziene urmăresc îndeaproape o serie de lentile de calcare dolomitice și dolomite. La originea acestor pirometasomatite stau procesele de contact-reacție, în care se îmbină fenomene de infiltrație la contact (determinante) cu fenomene, mai slabe ca intensitate, de difuziune. Se face simțită și prezența pseudoskarnelor (neoformațiuni ce au în componență minerale cu gruparea oxidril în rețea), ce s-au format într-o fază subsecventă, hidrometasomatică. În aceeași fază are loc și substituirea mineralelor de skarn, devenite instabile în noile condiții de temperatură mai scăzută și P_{H_2O} ridicată, printr-un proces de metamorfism regresiv. Ulterior, ca efecte tîrzii ale tectonicii laramice, se remarcă o

serie de falii transversale și o intensă metasomatoză carbonatică. Procesul de skarnizare este deschis de formarea piroxenitelor diopsidice și este încheiat de formarea mineralizației de sulfuri, în paralel avînd loc și un remarcabil proces de endoskarnizare a banatitelor.

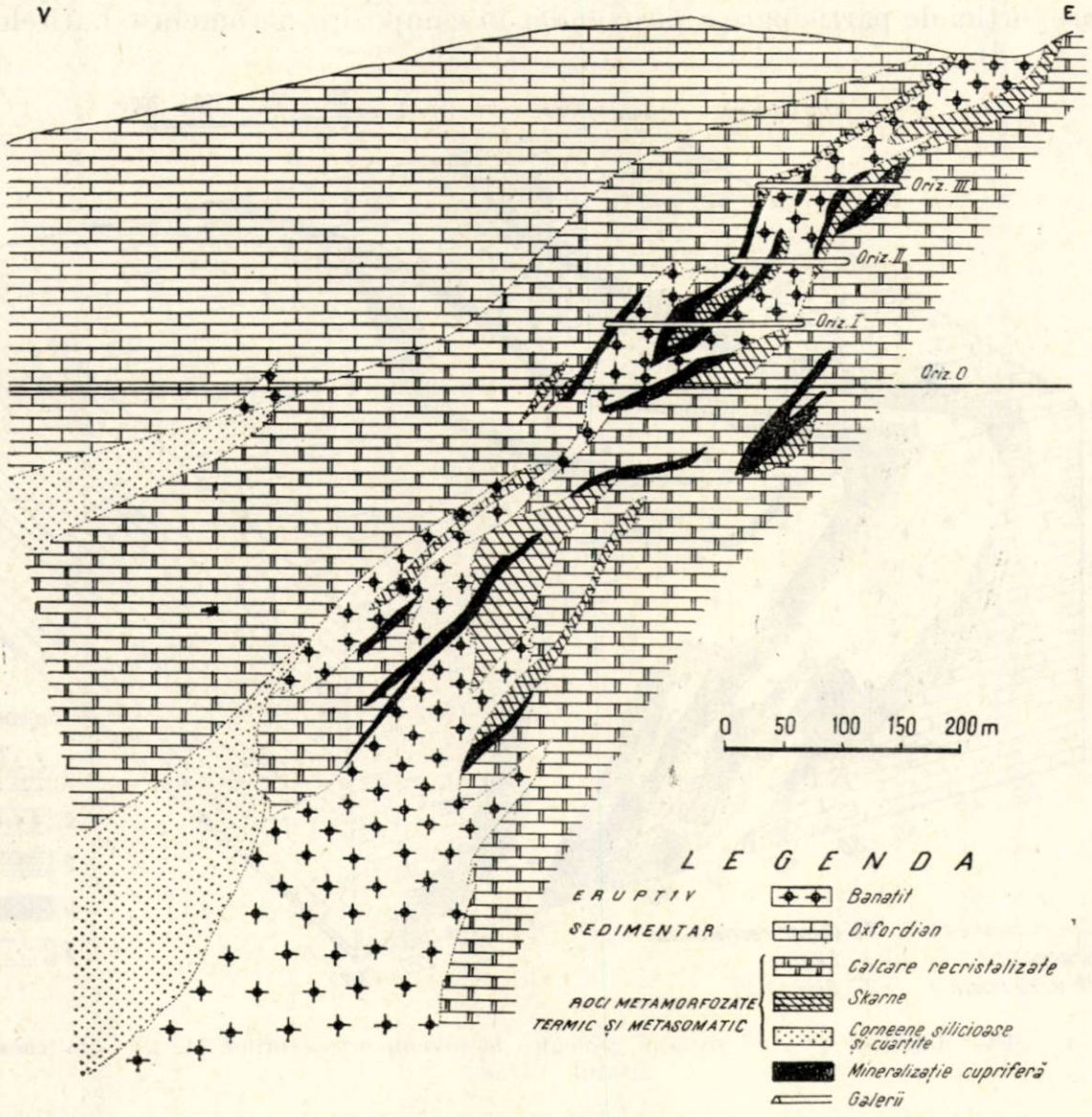


Fig. 2. — Profil geologic general vest — est prin zăcămîntul cuprifer Vărad.

Aportul intruzivului constă în Si, Fe, Mg, avînd loc în paralel o remobilizare a Ca și Mg din depozitele carbonatice, precum și levigarea alcaliilor.

Forma de zăcămînt a skarnelor apocalcaroase este determinată de existența a trei fracturi tectonice (fig. 2), orientate NE—SV, ce au permis infiltrarea intensă a fluidelor; difuziunea joacă un rol minor, se pare doar pe o mică suprafață din jurul fisurilor care sînt conectate la principalele căi de acces, fracturile majore. Apar astfel corpuri lenticulare sau columnare de skarn, pe o înălțime cuprinsă între 30 și 150 m (fig. 3), cu diametrul cuprins între cîțiva metri și 10—12 m. Cele trei mari zone de skarn

calcic (vestică, centrală, estică) au zone de discontinuitate cauzate de unele accidente tectonice ale depozitelor carbonatice. Din punct de vedere al zonalității se remarcă o zonalitate periplutonică, mai puțin pregnantă, și una pe zăcământ, mai precis conturată.

Zonalitatea periplutonică se poate exprima în reducerea treptată a proporției de participare a piroxenilor în compoziția pirometasomatitelor

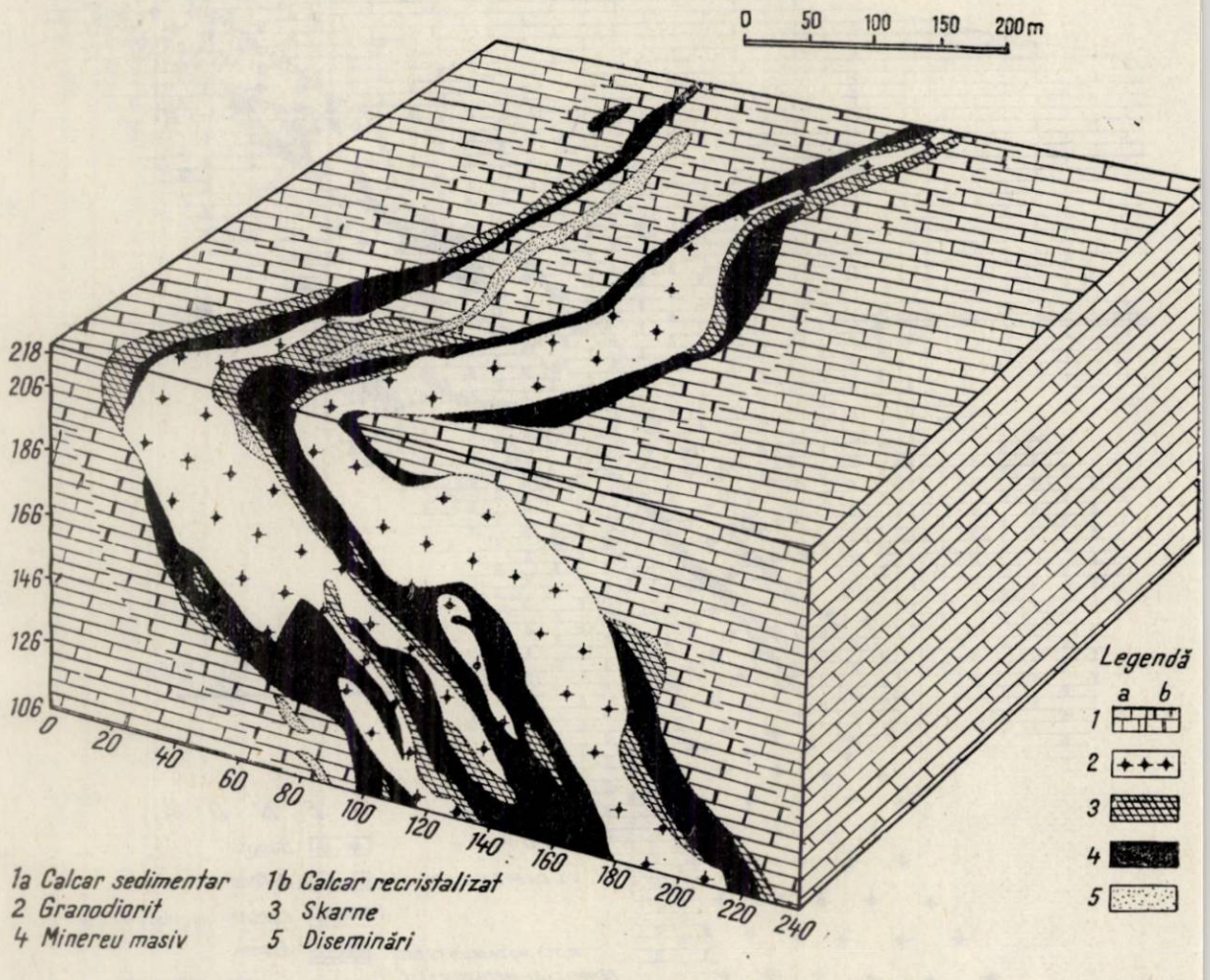


Fig. 3. — Bloc-diagramă privind situația geologică la nivelul orizonturilor II, I.0 din zăcământul Vărad.

calcice, de la nord (Florimunda, Suvorov, Valea Mare) spre sud (Vărad), unde predomină net granatitele.

În ceea ce privește zonalitatea pe zăcământ, se observă că în zona nordică (platoul Gărîna) și mai în adîncime apar skarne cu piroxeni și granați, pe cînd în sud (zona minei) și spre suprafață skarnul este un granatit.

Zonalitatea transversală pe contact, ce impune prezența unor procese de difuziune, apare doar în cîteva puncte ale zăcământului (la nivelul oriz. III), pentru care situația este oarecum similară cu cea prezentată de D. S. Korjinski (1968) în cadrul zăcământului cuprifer Turinsk (Ural).

Zona 0 — banatit (andezin acid, biotit, hornblendă, ortoză, cuarț);

Zona I — endoskarn (andezin bazic, cuarț, calcit, diopsid, granat, vezuvian, epidot, sfen);

Zona II-skarn cu granați;

Zona III-skarn cu granați și vezuvian;

Zona IV — skarn cu diopsid și granat;

Zona V — calcar marmorizat;

Plagioclazul este mai calcic în zona de endoskarn față de roca banatitică, ceea ce demonstrează o ușoară difuziune a ionilor de Ca dinspre calcare spre banatit (tabelul nr. 3); sînt totuși aspecte care apar foarte rar; studiul granaților demonstrează că nu există o variație importantă compozițională care să ateste o participare considerabilă a proceselor de difuziune.

Tabelul nr. 3

Nr.	Proba	Tipul rocii	An % în plagioclaz
1	166	banatit	30—31
2	167	endoskarn	39—42
3	86	banatit	29—33
4	218	endoskarn	40—46

Skarnele apodolomitice apar datorită intercalațiilor lenticulare de calcare dolomitice și dolomite, în care are loc remobilizarea magneziului. Forma de zăcămînt este predominant aceea de benzi, care ating uneori 1,5 m grosime. Formarea acestor skarne, avînd în vedere și poziția stratigrafică a paleosomului, are loc probabil la începutul stadiului postmagmatic. Dacă considerăm în discuție și spinelul, care face parte din parageneza acestor pirometasomatite, am putea plasa formarea lor încă spre sfîrșitul stadiului magmatic. Alte argumente (cum ar fi prezența granditelor) pledează însă împotriva unei astfel de ipoteze.

Compoziția mineralogică a metasomatitelor

— skarnele calcice: granați, vezuvian;

— skarnele magneziene: forsterit, diopsid, salit-ferosalit, granați;

— hidrotermalite: pargasit, actinot, epidot, serpentin, chondrodit, brucit, clorite, sepiolit, zeoliți.

Granații. Se prezintă mai ales ca plaje, agregate granulare monominerale sau filonașe caracterizate printr-o duritate ridicată și o culoare brună, cu nuanțe roșcate sau verzi. Ei formează mase compacte sau cuiburi, cu o structură mai ales granoblastică și mai rar cristaloblastică, cînd apar cel mai adesea forme de dodecaedru romboidal (110), mai rar

de trapezoedru (211). În secțiunile subțiri sînt incolori, frecvent anizotropi și deseori zonați, observîndu-se cîteva zone succesive.

Tabelul nr. 4

1. Pr. 475 A(brun-roșcat)		2.Pr.475 B (verde)		3.Pr.475 C (roșcat)	
h k l	d A	h k l	d A	h k l	d A
611 (532)	1,9420	611 (532)	1,9428	611 (532)	1,9490
620	1,8952	620	1,9068	620	1,8990
444	1,7126	444	1,7276	444	1,7126
640	1,6770	640	1,6610	640	1,6663
642	1,5976	642	1,6112	642	1,6052
840	1,3308	741	1,4712	741	1,4528

Parametru reticular pr. 475 A — a = 11,9216; G = 3,74
„ „ pr. 475 B — a = 11,9744; G = 3,77
„ „ pr. 475 C — a = 11,9744; G = 3,75

Prin proiecția în diagrama Winchell (din W. A. Deer, R. A. Howie și J. Zussman, 1966) rezultă că skarnele apocalcaroase sînt constituite din grandite cu aproape aceeași compoziție, ceea ce denotă rolul aproape determinant jucat în aceste procese de metasomatoza de infiltrație:

475 A — grandit cu 72% andradit;
475 și C — grandit cu 80% andradit.

În marea majoritate a cazurilor, granații sînt alterați, fiind trecuți în epidot, calcit, clorit.

Vezuvianul. Apare rar, în agregate granulare monominerale, de culoare măslinie. Se aseamănă cu granații, dar prezintă, spre deosebire de aceștia, un ușor pleocroism și culori anomale de birefringență (violaceu-kaki). Semnul optic este negativ, ceea ce presupune un conținut în B_2O_3 mai mic de 0,5% (I. Oftedahl, 1964). Este intim asociat granaților și sînt remarcate uneori zonări; alteori dezvoltă largi pseudomorfoze după granat, fapt normal dacă avem în vedere locul în succesiunea de formare, ocupat de cele două minerale.

Piroxenii. Apar numai xenomorfi, în agregate de culoare cenușie-neagră, cu un pleocroism slab.

Tabelul nr. 5

Constante optice	Pr. 342	Pr. 83
N_x	1,672	1,668
N_z	1,704	1,699
$N_z - N_x$	0,032	0,031
$Z \wedge c$	40°	43°
2V(+)	56°	58°
D	3,37	3,41

Pe baza constantelor optice s-a determinat un diopsid cu 15% hedenbergit (pr. 342) și un salit-ferosalit cu 50% hedenbergit (pr. 83).

Difractograma efectuată pe proba 342 a confirmat prezenţa diopsidului.

Tabelul nr. 6

h k l	d A
020	4,484
220	3,251
221	2,983
311	2,888
112,221	2,5040
331	2,141
041	2,031
223,531	1,635
133	1,505

Piroxenii apar cu preponderenţă în skarnele magneziene, unde de altfel apar numai termenii diopsidici ; în skarnele calcice, alături de diopsid, sînt prezenţi termeni mai bogaţi în molecule de hedenbergit (salit-ferosalit).

Pargasitul. Amfibolul tipic de contact, pargasitul, apare în parageneza forsterit-diopsid-granat-andezin-brucit. El are o culoare neagră-verzuie în eşantion şi este foarte uşor verzui şi lipsit total de pleocroism sub microscop. Apar şi cîteva secţiuni bazale, tipice amfibolilor ; birefringenţa variază între 0,010 şi 0,014. Valoarea lui $Z \wedge c = 25°$, iar $2V_x(+) = 76°$; greutatea specifică este de 3,28. Există o intimă concreştere cu piroxenul.

Difractograma executată pe proba 342(3) nu coincide întru totul cu cea standard A.S.T.M.

Tabelul nr. 7

h k l	I/I_1	d A
061,202	100	2,5425
	70	2,4250
	60	1,9102
	40	1,807
	80	1,641
	50	1,5728
	70	1,5032
	40	1,3092

Epidotul. Este un mineral cantitativ însemnat al paragenezei de la Vărad ; apare ca plaje, filonaşe sau cuiburi, de cele mai multe ori în intimitate cu granaţii în skarnele apocalcaroase. De multe ori realizează mase compacte de culoare verde. Sub microscop, agregatele microgranoblastice, de culoare verde-gălbuie, prezintă pleocroismul familiar acestei grupe de inosilicaţi. Uneori apar şi cristale bine reliefate, de contur prismatic.

Cele două varietăţi de epidot, care fie că apar împreună, fie izolat, sînt zoizitul ($N_z - N_x = 0{,}004$; $2V_x(-) = 50° - 60°$) şi pistazzitul ($N_z - N_x =$

= 0,035—0,041 ; $X \wedge c = 14°$; $2V_x = 80°$). Valoarea lui $2V < 90°$ indică un epidot slab ferifer.

Tabelul nr. 8

Proba 360

h k l	d A
200,202	3,986
302	2,9125
211,020	2,8175
312	2,5780
213,313	2,4045
222,301	2,3010
	1,8732
	1,7426
	1,6382
	1,5752
	1,4516

$b_0 = 5,6340$

Epidotul substituie într-o mare proporție granații și este considerat ca rezultînd în urma intensificării activității cationului Fe^{3+} și anionului (OH^-), în faza hidrometasomatică.

Cloritele. Sînt bine reprezentate de cîteva varietăți : pennin (foarte frecvent), amesit, cotschubeit (posibil). Acești filosilicați apar fie ca produse de alterare (pe granați, piroxeni etc.), fie ca precipitate din soluțiile hidrotermale mai tîrzii. Au fost executate numai determinări optice, întrucît alegerea la binocular este aproape imposibilă datorită intimei concreșteri cu alte minerale.

Singura excepție o face presupusul cotschubeit, care a fost analizat și prin difracția razelor X.

Tabelul nr. 9

Mineralul	2V	Semn optic	$N_z - N_x$
Pennin	4—10°	+	0,001—0,004
Amesit	8—15°	+	0,015
Cotschubeit	20—25°	+	0,008—0,010

Tabelul nr. 10

Difractograma probei 479

h k l	d A	
002	7,125	
003	4,760	
004	3,562	$c_0 = 14,250$
132,201	2,531	
007	2,040	

Analiza chimică ce va fi efectuată în viitor va elucida complet natura acestui clorit.

Sepiolitul. Este un filosilicat de Mg, cu structură de inosilicat, care are de obicei originea sedimentară, dar în cadrul zăcămîntului Vărad el este de natură hidrotermală.

Se disting două moduri de ocurență :

— în skarnele magneziene, prin alterarea serpentinei (rezultată pe seama forsteritului), în cadrul paragenezei sericit, serpentin, talc, flogopit, sepiolit, gips, calcopirită, apare sepiolitul tip A.

— în granodioritele porfirice și pe calcarele jurasice recristalizate termic, în parageneza clorit, heulandit (posibilă prezența clinoptilolitului-heulandit bogat în siliciu), sepiolit, pirită, apare sepiolit de tip B și C.

Sepiolitul tip A apare sub forma unor fibre elastice, cu luciu mătăsos, de culoare albă, duritate foarte mică și densitate de 2,08.

Sepiolitul tip B apare macroscopic cu habitus lamelar, dar sub lupă se observă structura fibroasă a lamelelor ce au o culoare verde-cenușie deschisă.

Sepiolitul tip C, intim concrescut cu calcitul, se prezintă în fibre de culoare albă-maronie deschisă.

Tabelul nr. 11

Caracteristici optice ale sepiolitului

Constante optice	A	C
N_x	1,503	—
N_z	1,528	1,533
$N_z - N_x$	0,025	—
$Z \wedge c$	0°	0°
2V	−16°	−21°

Distanțele reticulare obținute prin difracție cu raze X prezentate în tabelul nr. 12 corespund cu cele ale sepiolitului studiat de G. W. B r i n d l e y (1959).

Tabelul nr. 12

h k l	d A	I/I_1
110	12,20	100
130	7,59	30
150	5,04	10
060	4,489	12
260	3,754	16
080	3,361	18
370	3,069	8

Spectrele în I.R. (fig. 4) obținute pe mineralul separat din cele trei tipuri de roci prezintă benzi de absorbție situate la aceleași numere de

undă cu ale sepiolitului de la Eskisheir (Turcia), prezentat în catalogul Moenke și format tot printr-un proces de alterare al serpentinei.

Analiza chimică a sepiolitului tip A a servit la calcularea procentelor moleculare ale principalilor componenți (tabelul nr. 13).

Parageneza sepiolit A+gips sugerează desfășurarea unui proces dublu de alterare: alterarea serpentinei la sepiolit și a calcopiritei la

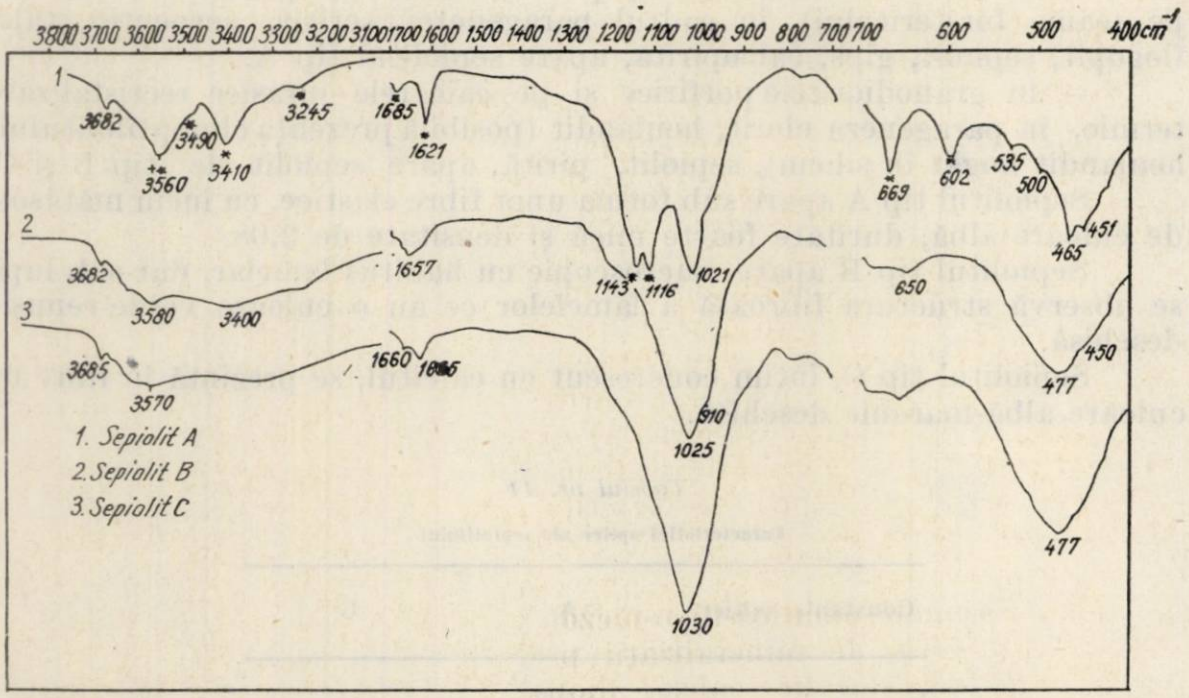


Fig. 4. — Spectrele în I.R.

Tabelul nr. 13

Componenți	1	2	3	4
SiO_2	33,34	34,15	35,29	34,97
MgO	22,22	23,52	23,28	24,01
H_2O	44,44	42,31	41,03	40,89

1. Sepiolit teoretic calculat pentru compoziția $2MgO.3SiO_2.4H_2O$;
2. Sepiolit tip A Vărad;
3. Sepiolit nr. 2 (Aurola, 1956);
4. Sepiolit nr. 5 (Hathaway, 1965).

gips. Acest proces se interpretează ca o revenire a presiunii parțiale a oxigenului P_O și a presiunii parțiale a apei P_{H_2O} la valori ridicate corespunzătoare trecerii de la stadiul acid la stadiul alcalin tîrziu. Formarea sepiolitului tip B și C se consideră imediat ulterioară, și anume în stadiul alcalin tîrziu.

CONSIDERAŢII ASUPRA MINERALIZAŢIILOR DE NATURĂ CUPRIFERĂ

Mineralizaţiile asociate formaţiunilor de skarn au un caracter pregnant cuprifer, fiind constituite în principal din sulfuri (calcopirită şi pirită cupriferă, în principal) şi în mod subordonat din oxizi de fier.

Zăcămîntul Vărad face parte din grupul de tranziţie al zăcămintelor pneumatolitice de contact-hidrotermale, de tip Clifton-Morenci (H. Schneiderhöhn, 1962; A. Ciszarz, 1967). Ele reprezintă acumulări de substanţe minerale utile ce iau naştere în părţile superioare ale zonei hipabisale, pe zone de fractură din depozitele carbonatice, şi sînt raportate magmatismului banatitic laramic.

Se pot separa mai multe tipuri de mineralizaţie:

A. Intramagmatică (din rocile banatitice):

1. *de endocontact* (temperatură înaltă) — banatitele, în timpul deplasării superzonale superficiale, asimilează din depozitele carbonatice pe care le străbat cantităţi importante de CaO şi MgO, dezvoltîndu-se formaţiuni de endoskarn: grosularite, piroxenite diopsidice, epidozite, în care apar cuiburi şi plaje de calcopirită-bornit-pirită cupriferă-molibdenit;

2. *hidrotermală* (mezotermală) — tip „porphyry copper"; acest tip de mineralizaţie constituie lentila mediană de minereu a zăcămîntului, cu compoziţia: sericit-cuarţ-pirită-calcopirită-bornit-pirită cupriferă-molibdenit-calcit.

B. Pirometasomatică-hipo-mezotermală de exoskarn

Acest grup de mineralizaţii prezintă două subtipuri:

1. *pirometasomatic*—calcit, diopsid, grandite, hematit, magnetit.
2. *hipo-mezotermal*—pirită cupriferă, blendă, calcopirită, calcozină, covelină, bornit, calcit.

C. Mezotermală din calcarele jurasice.

Soluţiile hidrotermale tîrzii depun în condiţii de P_s ridicată P_o scăzută o serie de sulfuri pe fisuri şi fracturi din calcare: pirită, calcopirită, blendă, bornit, covelină.

Concentraţiile de substanţe minerale utile urmăresc îndeaproape corpurile de skarne, constituindu-se în veritabile amasuri. Forma de zăcămînt este aceea de corpuri neregulate (mineralizaţiile metasomatice) sau de filoane sau plaje (mineralizaţiile hidrotermale).

Mineralizaţia de la Vărad reprezintă o venire poliascendentă, care se caracterizează prin desfăşurarea sa în două etape, cu dispunerea mineralelor metalice în cadrul unui interval termic cu limite largi. Succesiunea de formare a paragenezelor se desfăşoară astfel încît fiecare parageneză în comparaţie cu cea precedentă are o valoare sporită a raporturilor S : O şi Cu, Pb, Zn : Fe. Forma corpurilor de skarne nu coincide totdeauna cu cea a corpurilor de minereu. Căile de pătrundere ale soluţiilor skarnizante şi metalifere au fost aceleaşi, dar structurile de localizare au fost diferite. Minereurile sînt depuse după formarea principalei mase de skarn, în diferite porţiuni favorabile din punct de vedere structural. Caracterul repartiţiei minereurilor este neuniform.

Prin similitudine cu alte zăcăminte afiliate unor intruziuni laramice, mineralizațiile cuprifere de la Vărad pot fi încadrate în grupul zăcămintelor pirometasomatice-hidrotermale de temperatură medie-ridicată. Este confirmată și în acest caz afinitatea cuprului pentru intruziunile cu caracter intermediar-acid. Procesul de skarnizare-mineralizare este similar din punct de vedere fizico-chimic.

Mineralele nemetalifere, piroxenii și granații, ganga minereului cuprifer în proporția cea mai mare, sînt stabile în condițiile unui mediu de temperatură ridicată, sărac în sulf, dar bogat în fier, siliciu, magneziu, oxigen. În succesiune, acestora le urmează hematitul, frecvent muschetovitizat ca urmare a scăderii potențialului de oxigen (apar condiții semioxidante). Într-un mediu mai reducător și la un potențial mai scăzut al oxigenului apare posibilă parageneza magnetit-calcopirită, calcopirita fiind un compus deficitar în sulf. Alături de această parageneză, substituind adesea componenții ei, apare pirita.

Paragenezele cu o dezvoltare mai importantă sînt : magnetit-pirită-pirotină (în cantitate redusă) ; pirită-blendă-calcopirită ; calcopirită-bornit-calcozină-pirită.

Procesul de mineralizare este încheiat prin faza de depunere din stadiul alcalin tîrziu, în condițiile creșterii activității oxigenului.

UNELE APRECIERI PRIVIND GENEZA SKARNELOR

Punerea în loc a corpului banatitic Moldova Nouă a generat o accentuată creștere a temperaturii, aceasta în condițiile menținerii unei presiuni relativ constante. Pierderea de căldură în mediul înconjurător a favorizat un proces de cristalizare a magmei intruse, proces ce a determinat la rîndul lui o presiune a volatilelor în restul lichidului, astfel că iau naștere emanații gazoase ce produc efecte pirometasomatice.

Formarea silicaților de skarn, cu o densitate mai mare decît a paleosomului carbonatic, și degajarea de CO_2 duc la o scădere de volum ; golurile ce apar oferă spații pentru metasomul ce se dezvoltă pe baza aportului de Si, Fe, Mg, prin remobilizarea Ca și Mg și levigarea alcaliilor. Geneza skarnelor s-a desfășurat într-un timp scurt, date fiind relictele de calcar nesubstituit ce se fac deseori remarcate la toate orizonturile zăcămîntului.

Depozitele carbonatice jurasice s-au comportat în mod diferit sub influența aportului pirometasomatic-hidrotermal din mai multe motive :

— poziția diferitelor serii carbonatice în aureola de contact ;
— caracteristicile structurale și litologice ale rocilor afectate ;
— adîncimea la care s-au desfășurat procesele ;
— potențialul chimic sau activitatea chimică (așa-numita „concentrație termodinamică"-Garrels) și concentrația reală a componenților fazei fluide statice sau filtrate.

Procesele de metamorfism metasomatic îmbracă un caracter poliascendent și au loc în două etape :

1. **pirometasomatică-mezotermală**—a) formarea granditelor, piroxenilor, hematitului în condiții de temperatură înaltă și mediu bogat în Si, Fe, Mg, Ca ; b) formarea silicaților cu OH în rețea, a magnetitului și a sulfurilor.

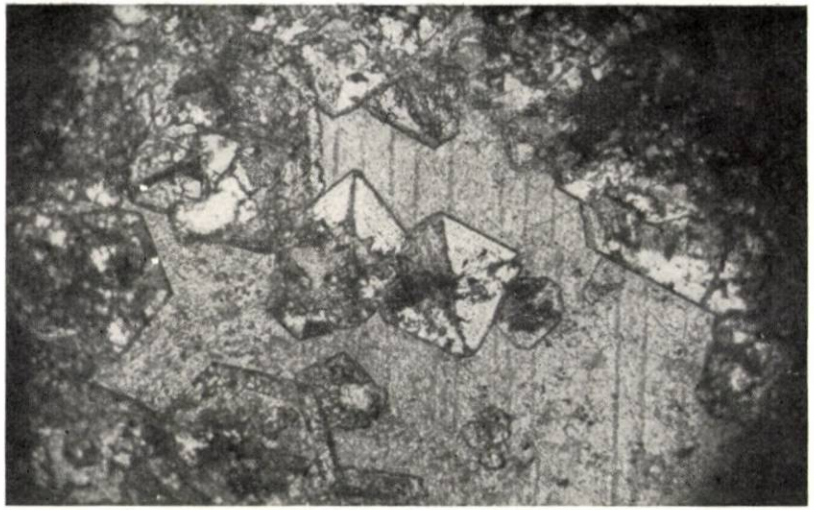


Fig. 1. — Skarn calcic cu granați ; 20×.

Fig. 2. — Skarn magnezian cu piroxeni și granați ; 30 ×.

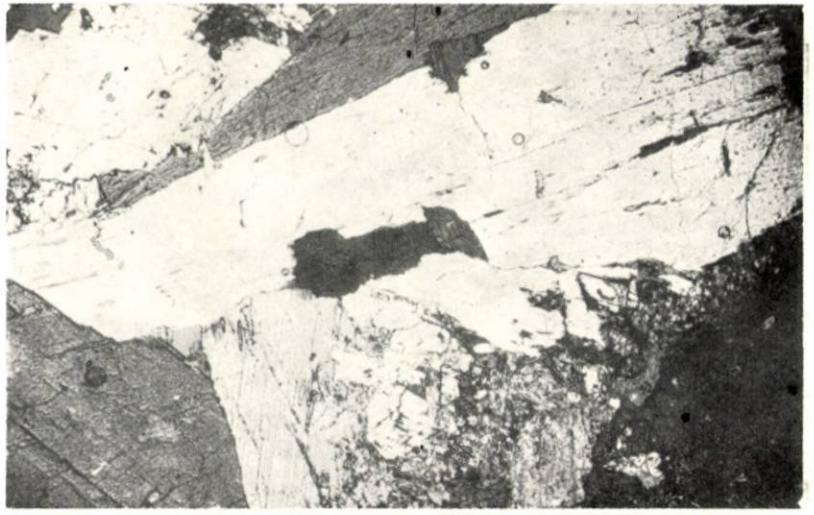


Fig. 3. — Skarn magnezian piroxenic cu pargasit ; 30×.

Fig. 4. — Cristal de chondrodit ; 20×.

Fig. 5. Skarn magnezian în care forsteritul a rămas numai ca insule, fiind trecut în serpentin; 60×.

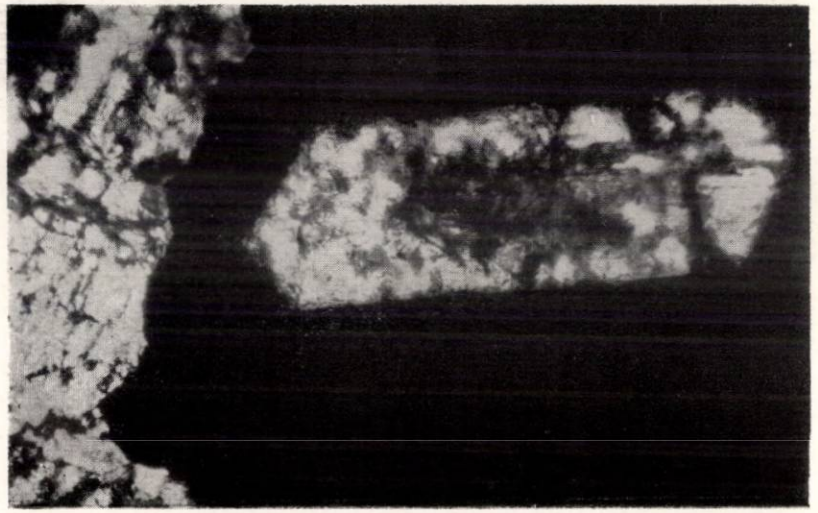


Fig. 7. — Cristal de epidot; 60 ×.

Fig. 6. — Plajă de sepiolit; 30×.

Fig. 8. — Skarn granatifer în care apar cristale de stilbit; 15 ×.

Fig. 9. — Zone de creștere ale piritei; 120 ×.

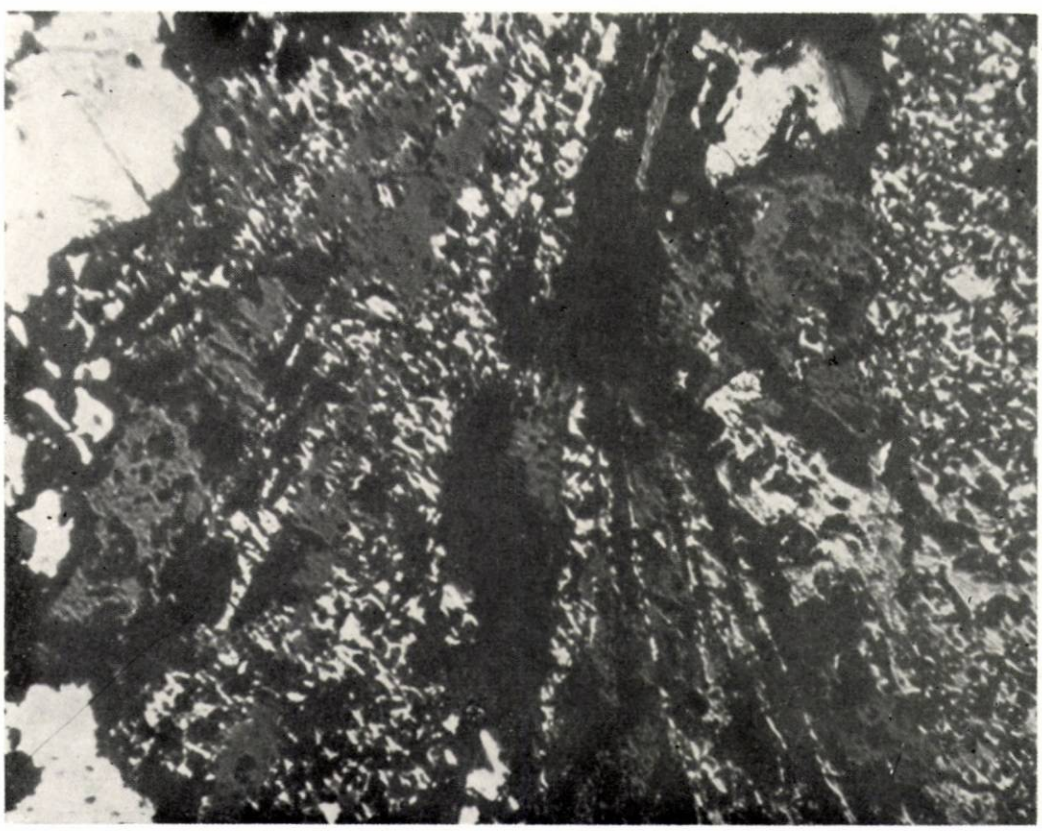


Fig. 10. — Hematit într-un stadiu avansat de muschetovitizare; 120 ×.

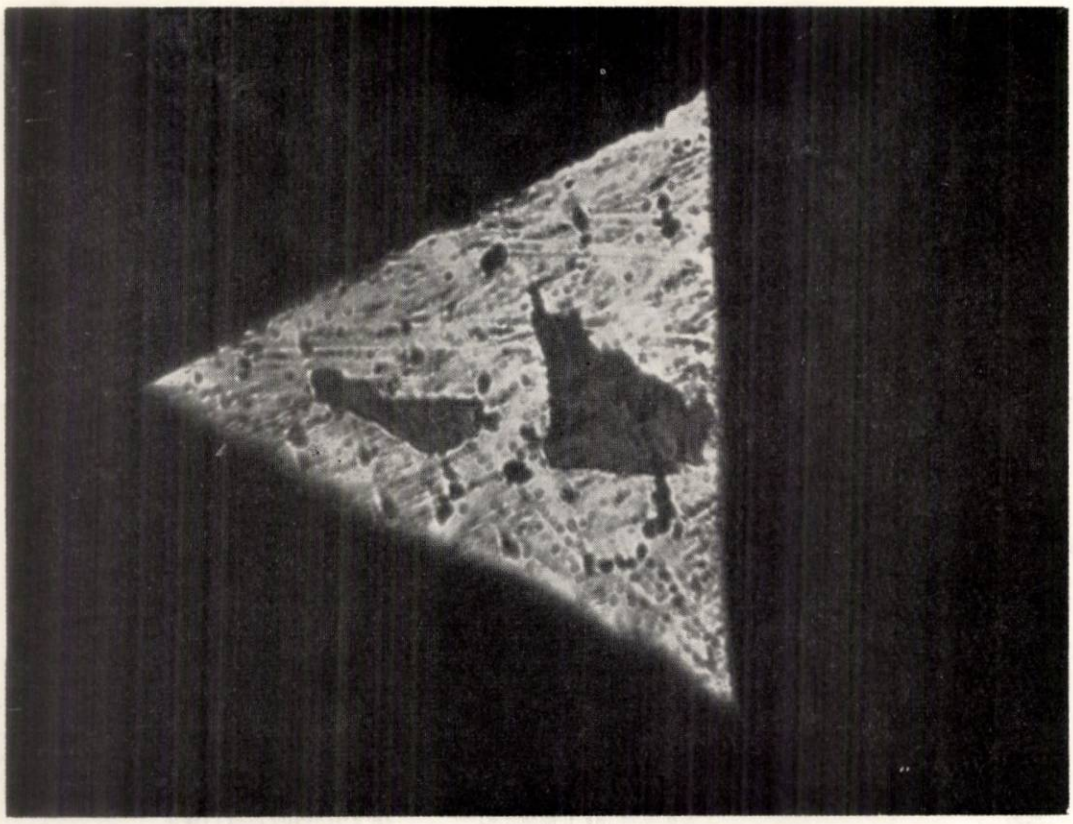


Fig. 11. — Cristal octaedric de pirită; 120 ×.

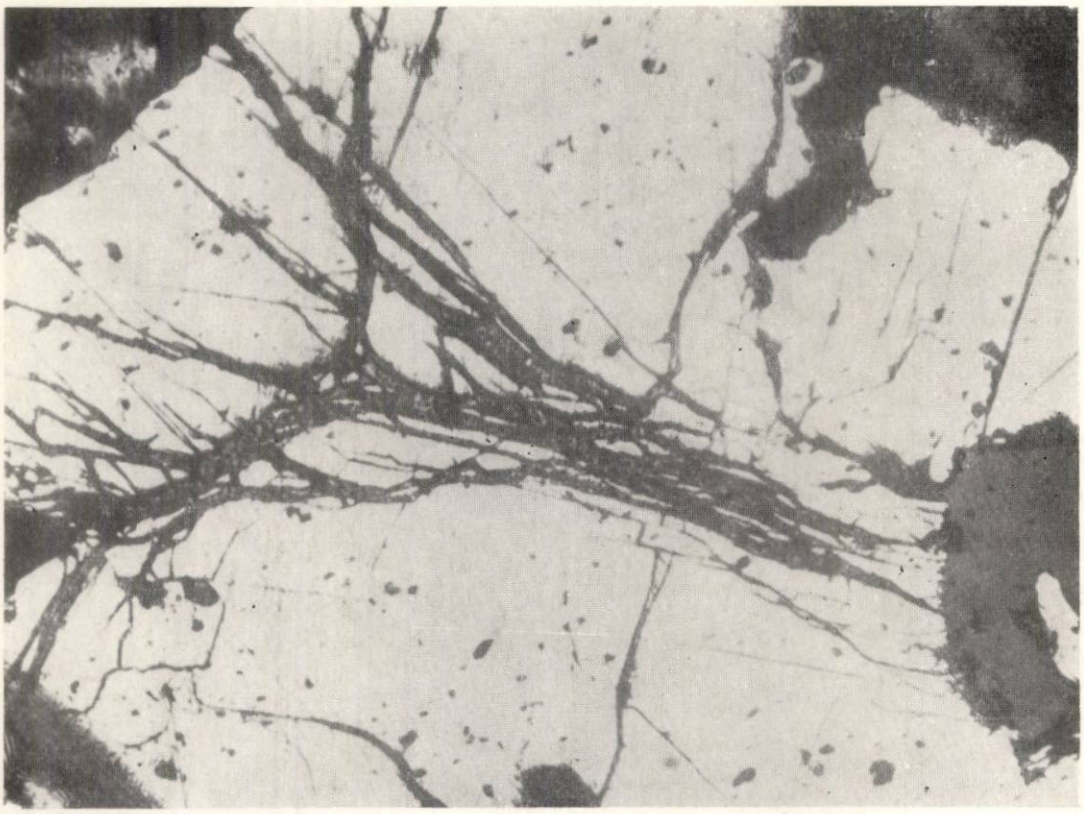
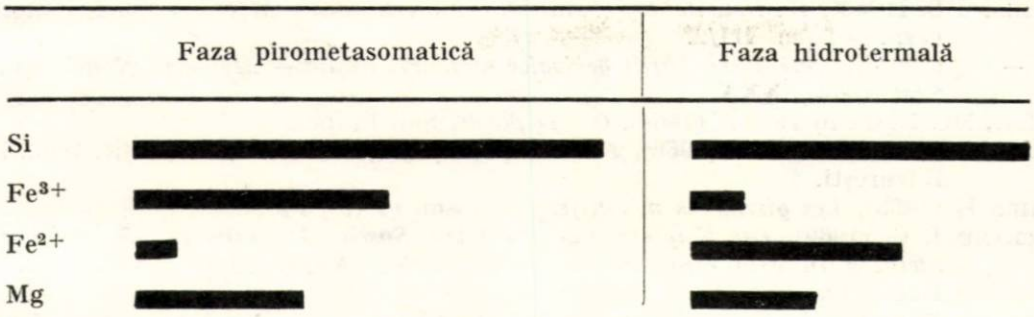


Fig. 12. — Pe mici fracturi ale cristalelor de pirită se dezvoltă filonașe de calcozină și bornit; 120 ×.

2. **stadiul alcalin tîrziu (epitermal)** — o nouă circulaţie a soluţiilor determină o serie de carbonaţi de cupru, fier, calciu.

COMPORTAMENTUL ŞI INTENSITATEA ACTIVITĂŢII COMPONENŢILOR INTRODUŞI ÎN CALCARE ÎN TIMPUL METAMORFISMULUI METASOMATIC



În ansamblu, zăcămîntul Vărad constituie o parte componentă a provinciei metalifere banatitice, mineralizaţiile de natură cupriferă fiind cantonate în pirometasomatite granatifere ce apar ca efect al unei metasomatoze de infiltraţie la contact.

CONSIDERATIONS CONCERNING THE MINERALOGY OF SKARNS WITH CUPRIFEROUS MINERALIZATIONS OF VĂRAD

ABSTRACT

The southern part of the great mineralized area Moldova Nouă is characterized by the presence of two genetic types of skarns : calcic and magnesian, in which the cupriferous ores are localized.

The calcic skarns are mainly constituted of garnets, while the magnesian ones have in their composition forsterite, diopside and garnets.

In a subsequent, hydrothermal phase, the skarn minerals are substituted by the minerals with OH group in the lattice : amphiboles, epidotes, serpentine, chondrodite, chlorites, brucite, etc.

Several types of ores are distinguished : intramagmatic, pirometasomatic-hypomesothermal of exoskarn, and mesothermal from jurasic limestones.

The cupriferous ore of Vărad is a result of a polyascendent process which developed in two phases, with disposition of metallic minerals in a thermic interval with broad limits.

BIBLIOGRAFIE

Abdulaev H. M. (1954), *Gheneticeskaia sviazi orudenenia s granitoidnimi intruziami*, Tehn· Izdat., Moscova.

Antonijevic I., Drovenik M., Micic I. (1962), *Some new views on the magmatic phase and geological structure of the Timok eruptive area*, Bull. of the Inst. for Geol. and Geoph. Research. Series A, nr. *20*.

Brindley G. W. (1959), *X-ray and electron diffraction date for sepiolite*, Amer. Miner., *44*, 495—500.
Codarcea Al., Lupu M., Codarcea M. Desila, Lupu Denisa (1967), *Unitatea supragetică în Carpații Meridionali*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **12**, *2*.
Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. (1966), *An introduction on the rock forming minerals*, Longmans, Londra.
Giușcă D., Cioflica Gr., Savu H. (1966), *Caracterizarea petrologică a provinciei banatitice*, An. Com. Stat. Geol., **XXXV**.
Korjinski D. S. (1968), *The theory of metasomatic zoning*, Min. Dep., 3.
Năstăseanu S. (1963), *Faciesurile doggerului din zona Reșița — Moldova Nouă*, Congr. Asoc. carp. — balc. **III**/2.
— (1964), *Prezentarea hărții geologice a zonei Reșița — Moldova Nouă*, An. Com. Stat Geol., **XXX**.
Park Ch., Mc. Diarmid Roy A (1964), *Ore Deposits*, San Francisco.
Rădulescu D., Dimitrescu R (1966), *Mineralogia topografică a României*, Edit. Acad. R.S.R., București.
Routhier R (1963), *Les gisements métallifères*, Masson et Cie, Paris.
Superceanu I. C. (1969), *Die Kupfererzlagerstatte von Sasca—Montana in SW Banat und ihre Stellung in dem alpidisch-ostmittelmeerischen Kupfer-Molybdan-Erzgürtel.*, Geol. Rundschau, **58**, *3*.
Vasiliev L., Staikov M., Ivanov-Panaiotov V (1965), *O nekotorîh zakonomernostiah o razvitii intruzivnîh i skarnovo-rudnîh proțesov v Strandja Planine*, Congr. Asoc. geol. carp.-balc., **VIII**.
Vlad Ș (1969), *Contribuții la cunoașterea skarnelor de la Dognecea*, St.cerc. geol., geof.,geogr., Seria geologie, **14**, *2*.
Winkler H. G. F. (1966) — *La genèse des roches métamorphiques*, Edit. Ophrys.

Primit în redacție la 8 septembrie 1971

Institutul geologic

CONTRIBUȚII LA STUDIUL MINERALOGIC AL ZĂCĂMINTELOR MANGANIFERE DE LA IACOBENI : KUTNOHORITUL DIN MINA ARGESTRUȚ

DE

M. BĂLAN

55(05)

Cercetarea carbonaților de mangan din mina Argestruț, Iacobeni, a permis evidențierea și precizarea următoarelor minerale : ponit, Mn-ponit, rodocrozit, oligonit, Mn-oligonit, Ca-rodocrozit, Mg-rodocrozit, kutnohorit, Mn-calcit și aragonit [1]. În cele ce urmează ne propunem să dăm cîteva detalii asupra kutnohoritului.

Kutnohoritul (proba 2—162) a fost întîlnit la orizontul galeriei V (—60) într-un filon care traversează cuartite rubanate (fig. 1 și 2). Mineralul, bogat în mici incluziuni opace, apare ca agregate gri-albe de granulație mare și este asociat cu rodonit, cuarț, pirită, clorit, sericit, Mn-calcit. Raporturile dintre aceste minerale indică următoarea succesiune de cristalizare : 1-rodonit ; 2-kutnohorit ; 3-cuarț, pirită (cristale idiomorfe) și sericit, minerale care se găsesc într-o matrice de kutnohorit brecifiat ; 4-cuarț și clorit ; 5-cuarț (cristale idiomorfe) și Mn-calcit. Mineralele arătate se află în filoane subțiri, formate prin deschiderea repetată a fracturii, toate la un loc constituind masa filonului principal ; cele mai vechi sînt filoanele cu rodonit, urmează kutnohoritul și apoi filoanele cuarțifere. De notat că numai filoanele cu rodonit sau kutnohorit au grosimi ceva mai mari, de aproximativ 5—10 cm, celelalte fiind vizibile mai ales în secțiuni subțiri. Între rodonit și kutnohorit există relații de substituție, după reacția :

$$\text{Rodonit} + Ca^{2+} + CO_3^{2-} \rightarrow \text{Kutnohorit} + \text{Cuarț}$$

Materialul analizat chimic mai conținea 5% incluziuni opace, 2—3% filosilicați, 1% cuarț și 1% Mn-calcit, impurități care nu au putut fi îndepărtate. Analiza chimică (tabelul nr. 1) indică conținuturi mari de calciu și mangan, precum și lipsa bariului. Cu ajutorul compoziției chimice a

[1] M. Bălan (1971), *Studiul mineralogic al zăcămintelor de mangan de la Iacobeni : carbonații manganiferi din mina Argestruț* (raport), arh. Inst. geol., București.

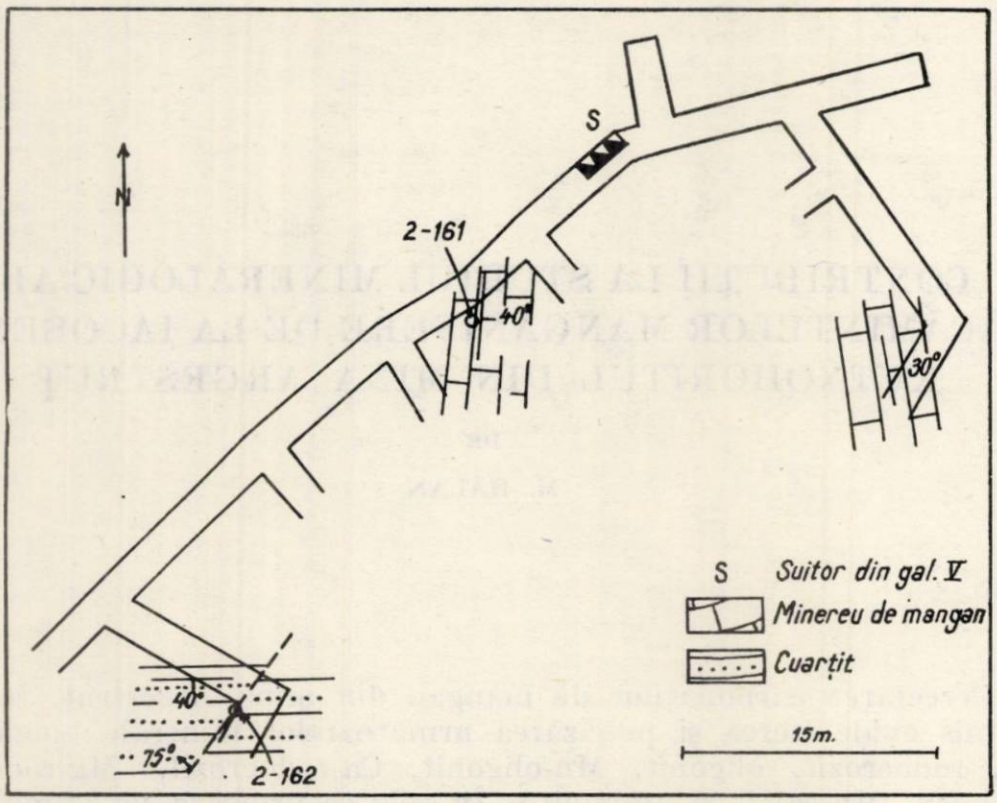


Fig. 1. — Schiță orizontală de preabataj în felia 5, orizontul galeriei V (—60).

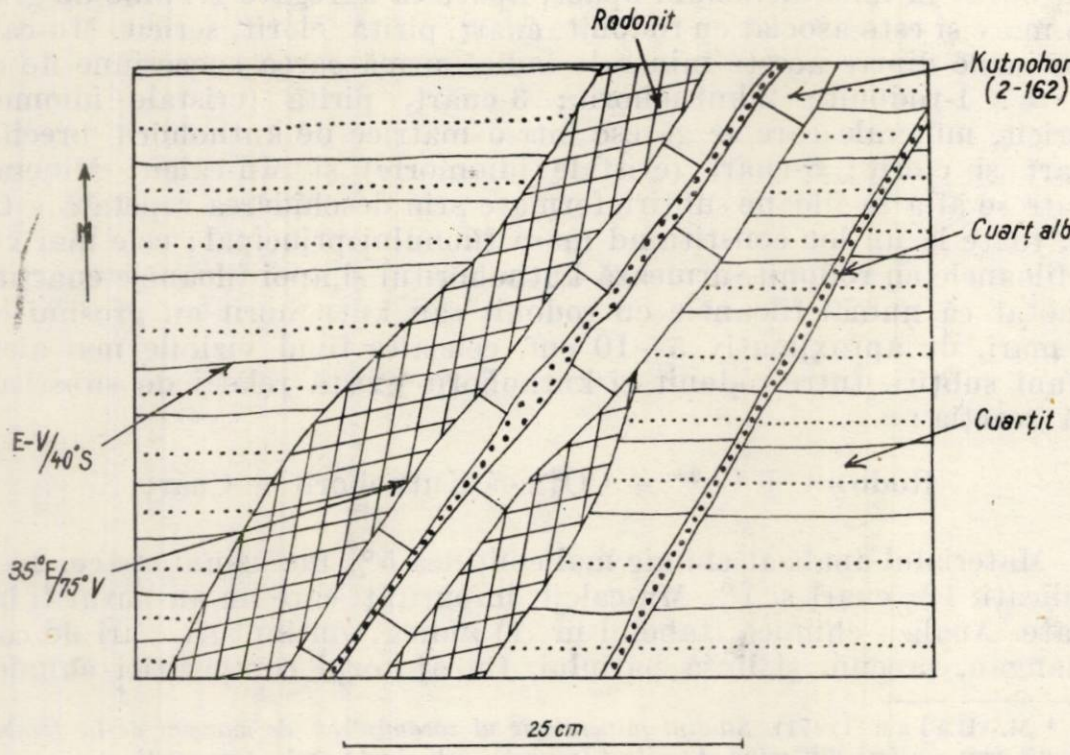


Fig. 2. — Schiță orizontală de abataj în felia 5, orizontul galeriei V(—60).

Tabelul nr. 1

Analiza chimică a kutnohoritului (proba 2–162)

Oxizi	% greutate *	Ioni / 6 (0)		% moleculare	
MnO	16,88	Mn	0,606	$MnCO_3$	30,3
FeO	3,61	Fe	0,128	$FeCO_3$	6,4
MgO	2,60	Mg	0,165	$MgCO_3$	8,3
CaO	24,22	Ca	1,101	$CaCO_3$	55,0
BaO	lipsă				
CO_2 calculat	34,53	C	2,000		

* Analist: Nedelcu Georgeta.

mai multor kutnohorite de la Franklin, S.U.A.; Långban şi Väster-Silvberg, Suedia; Kutná Hora şi Chvaletice, Cehoslovacia; mina Ryûjima, Japonia; Labrador City (Upper Wabush Iron Formation), Canada, a fost delimitat volumul ocupat de mineral în tetraedrul R—St—M—Ct (fig. 3). Spre uşurinţă am utilizat următoarele notaţii:

$MnCO_3$, % mol. = R
$FeCO_3$, % mol. = St
$MgCO_3$, % mol. = M
$CaCO_3$, % mol. = Ct

Astfel, formula mineralogică generală a kutnohoritelor cunoscute poate fi scrisă:

$$Ct_{45,4-74,0}\ M_{0-25,6}\ St_{0-12,6}\ R_{16,4-42,0}$$

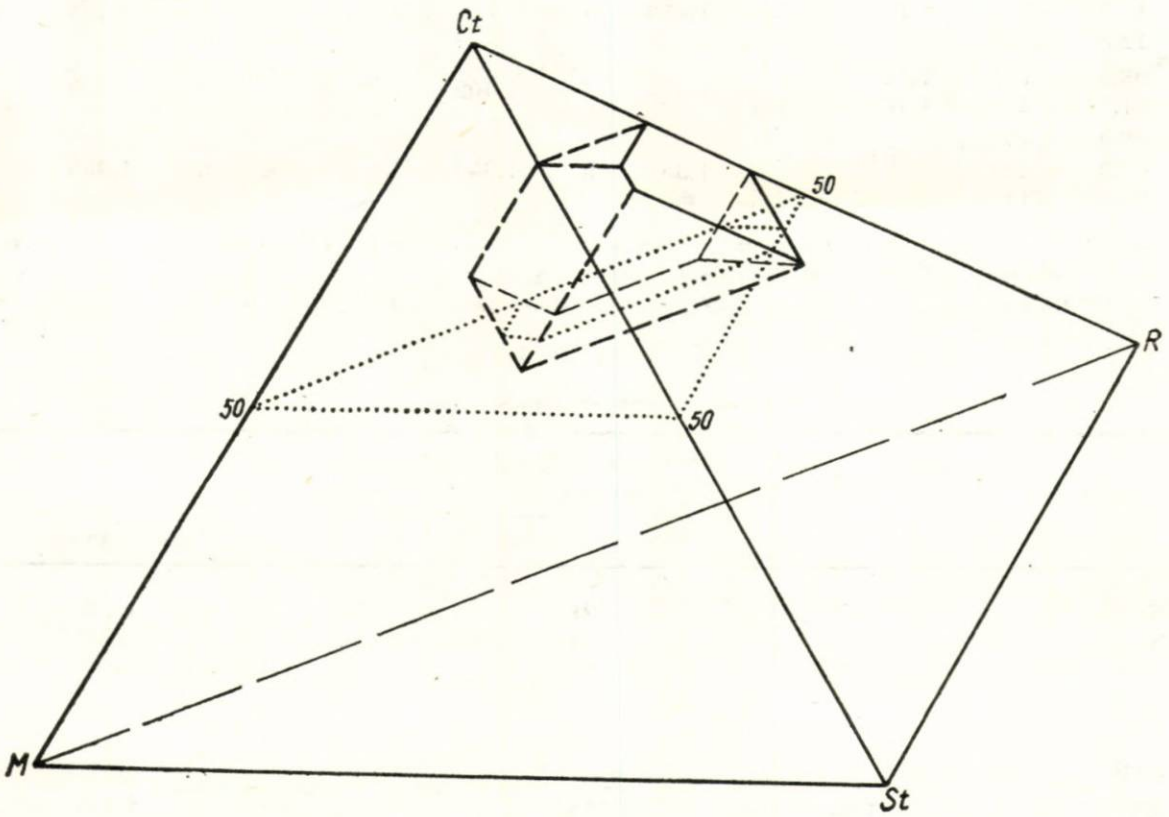


Fig. 3. — Proiecţia compoziţiei chimice a kutnohoritelor (24 de analize). Liniile punctate se află în planul Ct = 50.

Tabelul nr. 2

Date roentgenografice

$CaMn(CO_3)_2$*				Kutnohorit, Iacobeni **						Kutnohorit, Franklin ***	
				2–162–1 + Si		2–162–2 + Si		2–162–3 + Si			
hk.l	$h_rk_rl_r$	d(calc.), Å	I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å	I
00.3	111	5,4547	6	5,291	3	5,348	3	5,445	4		
10.1	100	4,0947	4	4,102	3	4,144	3	4,127	3	4,268	5
01.2	110	3,7570	18	3,727	12	3,736	10	3,751	9	3,753	20
10.4	211	2,9404	100	2,936	100	2,941	100	2,947	100	2,935	100
00.6	222	2,7273	1	2,715	6	2,719	4	2,713	5	2,730	5
01.5	221	2,5883	0	2,631	3	2,621	2	2,632	2	2,593	4
11.0	$10\bar{1}$	2,4417	17	2,425	13	2,433	12	2,438	9	2,437	14
11.3	210	2,2286	19	2,216	22	2,221	16	2,224	14	2,225	19
02.1	$11\bar{1}$	2,0972	0	2,137	3	2,133	3	2,140	2	2,095	4
20.2	200	2,0473	18	2,037	18	2,037	13	2,038	12	2,043	19
10.7	322	2,0460	1								
02.4	220	1,8785	1	1,865	9	1,871	5	1,878	5	1,876	9
01.8	332	1,8414	21	1,834	28	1,838	19	1,840	14	1,837	27
11.6	321	1,8192	26	1,811	29	1,814	19	1,816	15	1,814	31
00.9	333	1,8182	0								
20.5	311	1,7761	2	1,773	4	1,764	3	1,772	4		
21.1	$20\bar{1}$	1,5909	3	1,578	4	1,588	4	1,588	4	1,588	6
12.2	$21\bar{1}$	1,5688	12	1,561	10	1,563	7	1,564	7	1,566	4
02.7	331	1,5682	1								
10.10	433	1,5261	2	1,525	3	1,523	3	1,523	3	1,540	3
21.4	310	1,4889	8	1,483	9	1,485	5	1,486	7	1,486	7
20.8	422	1,4702	4	1,466	6	1,468	7	1,468	4	1,469	3
11.9	432	1,4583	3	1,453	7	1,452	4	1,452	3	1,465	3
12.5	320	1,4363	2	1,429	4	1,428	3	1,430	2		
03.0	$11\bar{2}$	1,4097	9	1,403	7	1,402	4	1,406	4	1,409	5
01.11	443	1,4034	1								
30.3	300	1,3649	0	1,357	9	1,359	5	1,360	6	1,363	5
03.3	$22\bar{1}$										
00.12	444	1,3637	4								

Notă: * D.L. Graf, 1961; soluție solidă ipotetică la mijlocul distanței dintre $CaCO_3$ și $MnCO_3$; radiație $CuK\alpha_1$.
** Radiație Cu, filtru Ni; Si = standard intern.
*** C. Frondel și L. H. Bauer, 1955; diagramă parțială, radiație Fe, filtru Mn.

Tabelul nr. 3

Constantele fizice ale kutnohoritului

Constanta	Proba 2–162–1 alb	Proba 2–162–2 alb-gri	Proba 2–162–3 gri	Proba 2–162
	valori măsurate			valori calculate
No	1,724	1,721	1,719	1,723
Ne	1,535	1,534	1,534	1,531
No–Ne	0,189	0,187	0,185	0,192
Ne′	≈ 1,624			1,622
−2V	≈ 5–10°			
D(g/cm³)	≈ 3,02			3,11
Δθ°	1,040	1,015	0,985	1,015
a(Å)	4,859	4,865	4,868	4,877
c(Å)	16,302	16,346	16,367	16,362

Se constată că majoritatea kutnohoritelor se proiectează deasupra planului Ct = 50. Din punct de vedere chimic, mineralul de la Iacobeni se aseamănă cel mai mult cu kutnohoritele de la Kutná Hora. Conținutul maxim de calciu apare la kutnohoritul de la Långban (O. Gabrielson și N. Sundius, 1966); de magneziu — la Kutná Hora (Z. Trdlička și J. Ševců, 1968) și în mina Ryûjima (A. Tsusue, 1967); de fier — la Kutná Hora (Z. Trdlička și J. Ševců, 1968) și de mangan — la Franklin (C. Frondel și L. H. Bauer, 1955).

Difractograma obținută cu ajutorul razelor X a dat la început picuri mai late ca de obicei. De aceea, am căutat să separăm în masa materialului supus analizei chimice (proba 2—162) mai multe fracțiuni, folosind micile diferențe de culoare. Au rezultat trei probe: 2—162—1 de culoare albă, 2—162—2 de culoare gri-albă și 2—162—3 de culoare gri. Diagramele corespunzătoare acestor probe, executate în prezența siliciului ca standard intern, se dau în tabelul nr. 2, în comparație cu diagrama kutnohorotului de la Franklin și a compusului ipotetic $CaMn(CO_3)_2$. Similitudinea diagramelor prezentate arată că mineralul de la Iacobeni are structură de tip dolomit. În tabelul nr. 3 se dau valorile $\Delta\theta^\circ$ [$= \theta^\circ_{carb\,(211)} - \theta^\circ$ Si (111); Radiația cuprului] și parametrii celulei elementare, care au fost calculați astfel: parametrul a cu ajutorul reflexele-(11.6) și (12.2), iar parametrul c pe baza reflexelor (20.2) și (01.8).or

Avînd în vedere variația liniară a valorilor $\Delta\theta^\circ$, d_{hkl}, a și c, funcție de compoziție în sistemul R—St—M—Ct, rezultă că pe măsură ce carbonatul este mai bogat în incluziuni opace, adică o dată cu trecerea de la proba de culoare albă la cea de culoare gri, crește și conținutul de calciu al carbonatului. Concluzia confirmă observația din secțiunile subțiri potrivit căreia fracțiunile cele mai închise la culoare reprezintă de fapt o matrice de kutnohorit brecifiat care a suferit o vreme mai îndelungată acțiunea chimică a soluțiilor. Pe de altă parte, aceste valori se găsesc în apropierea valorilor corespunzătoare compusului $CaMn(CO_3)_2$ (D.L. Graf, 1961).

Constantele fizice (tabelul nr. 3) confirmă compoziția stabilită pe cale chimică. Valorile indicilor de refracție și birefringenței variază în sens descendent, o dată cu creșterea participării calciului, modificarea fiind conformă cu cea cunoscută în seria $MnCO_3$ —$CaCO_3$. Ies în relief caracterul slab biax și extincția rulantă — cauzate de deformări mecanice și valoarea măsurată a densității, ceva mai mică decît valoarea calculată. Maclele polisintetice sînt absente.

Curbele termice ale kutnohoritului (fig. 4) au fost obținute cu ajutorul unui Derivatograph System F. Paulik. J. Paulik, L. Erdey cu termocuple Pt—Pt, Rh, alumină calcinată la 1 500°C ca material inert și cu o viteză de încălzire de 10° C/minut în atmosferă de aer. Greutatea materialului fin mojarat a fost de 1,5 g. Temperatura a fost măsurată în proba de carbonat descoperită, care era situată într-un creuzet de platină de forma trunchiului de con. Gradul de tasare convenabil a fost atins prin lovirea ușoară a creuzetului de masă.

Curbele ATD și GTD, similare carbonaților de tip dolomit, arată picuri endotermice la 740, 815, 850 și 910°C, care au fost atribuite proce-

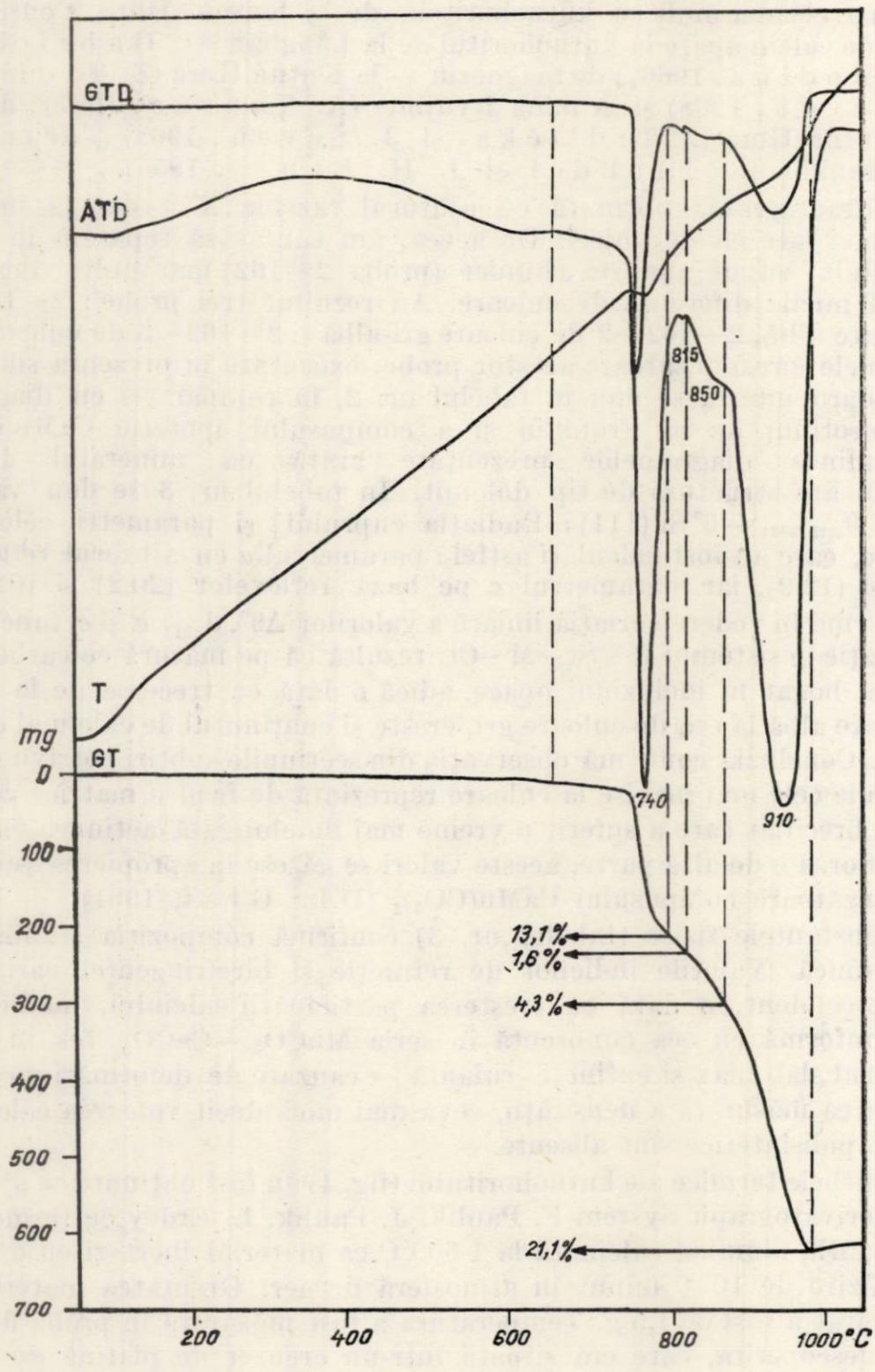


Fig. 4. — Curbele termice ale kutnohoritului de la Iacobeni.

sului de descompunere termică a carbonatului în patru stadii, în conformitate cu interpretarea dată de Gr. Popa și D. N. Todor (1971) și cu valorile căldurilor de formare ale carbonatului direct din oxid metalic și CO_2 (Roth, 1941, în Deer și colab., 1963). Peste 950° C, MnO eliberat începe să se oxideze. Reacțiile presupuse de descompunere sînt următoarele :

1. $Ca(Mg, Fe, Mn)(CO_3)_2 \rightarrow$
   $\rightarrow Ca(Mg, Fe)(CO_3)_2 + MnO + CO_2$
2. $Ca(Mg, Fe)(CO_3)_2 \rightarrow$
   $\rightarrow CaMg(CO_3)_2 + FeO + CO_2$
3. $CaMg(CO_3)_2 \rightarrow CaCO_3 +$
   $+ MgO + CO_2$
4. $CaCO_3 \rightarrow CaO + CO_2$

Curbele termice au servit apoi la deducerea compoziției carbonatului după tehnica folosită de Gr. Popa și D. N. Todor (1971) și de E. Martiny și J. Kristín (1969). A rezultat compoziția :

$$Ct_{52,5}\ M_{10,8}\ St_{4,0}\ R_{32,7}$$

care este asemănătoare cu cea stabilită din analiza chimică (tabelul nr. 1). Raportul Ct : (M+St+R) dedus din curbele termice are valoarea 1,11, ceva mai mică decît valoarea stabilită pe cale chimică (1,22).

Spectrul IR al carbonatului (fig. 5) a fost obținut cu spectrofotometrul UR 10 utilizînd prismele de KBr, NaCl și LiF și viteza de înregistrare de 50 cm^{-1}/minut. Discul cu proba de cercetat a provenit dintr-un amestec foarte fin mojarat de 800 mg KBr și 2 mg carbonat, care a suferit acțiunea unei forțe de 220 Kgf/cm^2. Poziția benzilor de absorbție (2 505, 1 795, 1 435, 870 și 718 cm^{-1}) și intensitatea lor corespund celor din spectrul IR al kutnohoritului de la Franklin (C. K. Huang și P. F. Kerr, 1960). Este posibil ca benzile slabe de absorbție de la 1130 și 615 cm^{-1} să aparțină mineralelor asociate kutnohoritului, care se găsesc în cantități reduse.

Datele prezentate atestă existența kutnohoritului la Iacobeni.

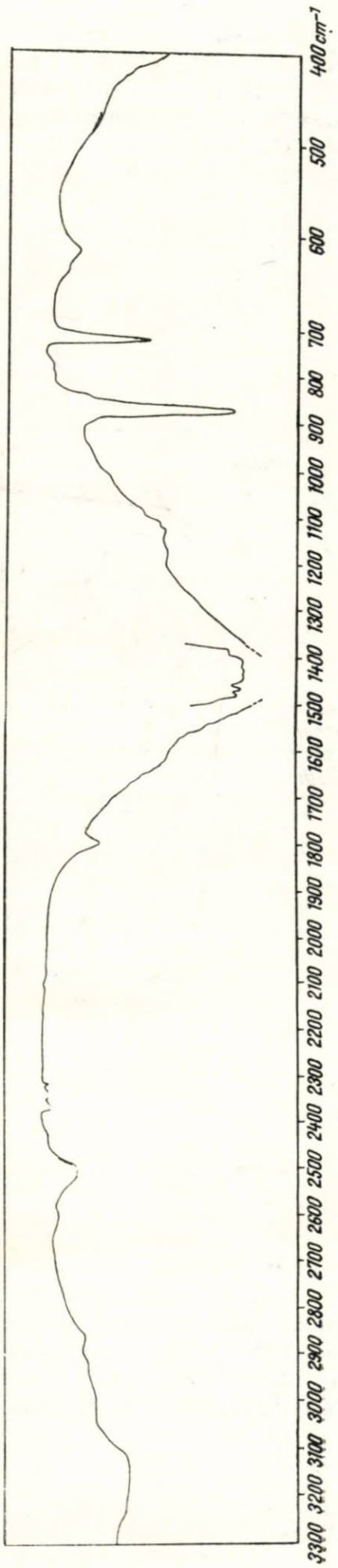


Fig. 5. — Spectrul de absorbție IR al kutnohoritului (proba 2—162).

Această specie minerală a mai fost identificată tot la orizontul galeriei V (−60), chiar în masa minereului de mangan (proba 2−161, fig. 1), pe baza constantelor fizice ($\Delta\theta° = 1{,}072$; $Ne' = 1{,}625$; $D = 3{,}29$) și a conținutului de calciu din analiza chimică globală (3,58% greutate). Carbonatul, gri-alb, este strîns asociat cu Ca-rodocrozitul (roz) în agregate lenticulare cu granulație medie. Lentilele au formă neregulată

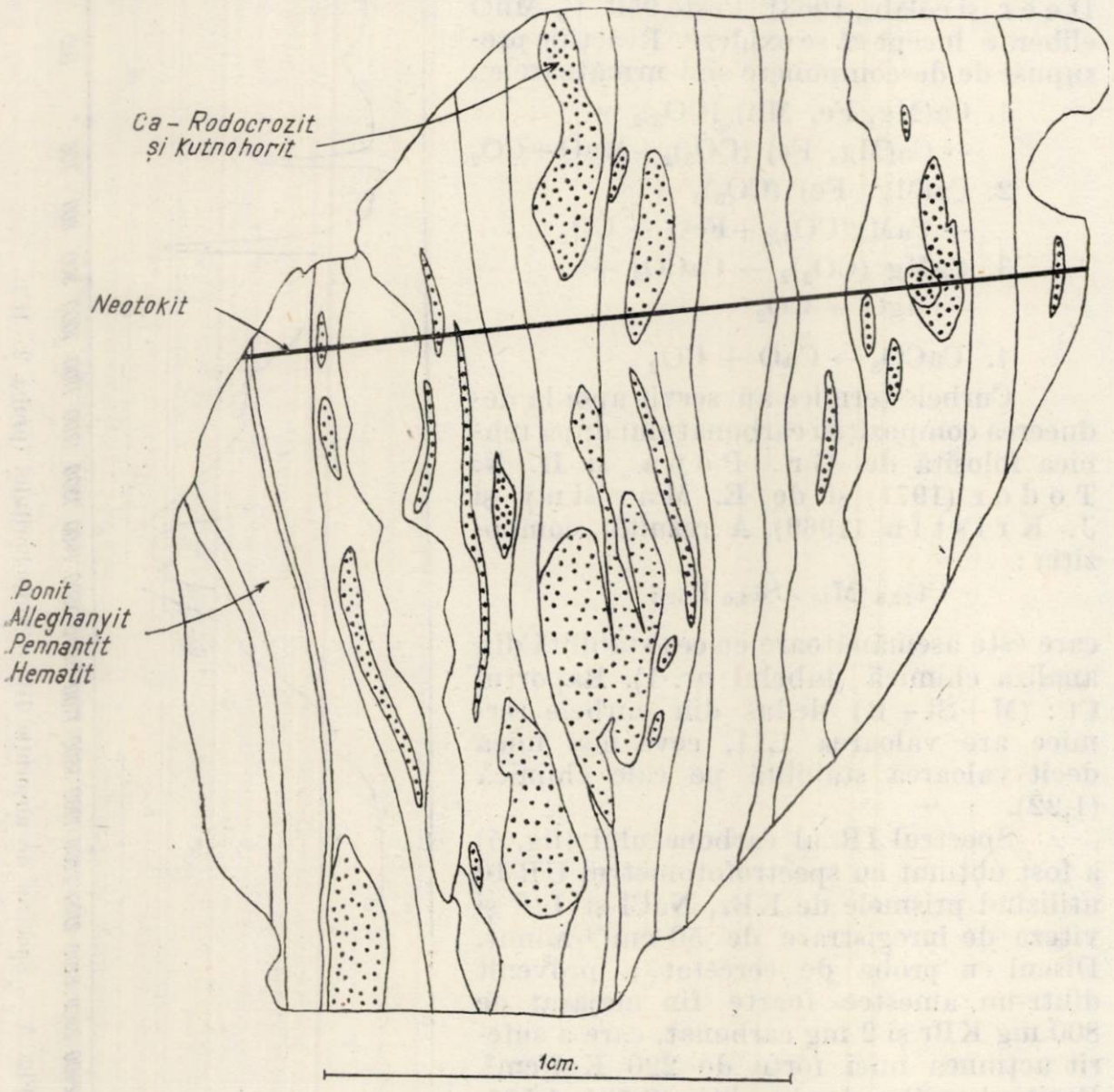


Fig. 6. — Secțiune prin minereul de mangan (proba 2−161). Liniile continui marchează stratificația.

și sînt în general concordante cu stratificația minereului, care are granulație fină și este alcătuit din ponit, alleghanyit (macle polisintetice), hematit puternic magnetic (brun închis-sîngeriu și conținut mare de Fe_2O_3 în analiză), pennantit (pleocroism în tonuri de roz) și apatit. Întreg ansamblul este străbătut de filonașe cu neotokit ± rodocrozit (fig. 6). În cantitate redusă, kutnohoritul este prezent și în afara lentilelor, adică alături de

ponit, ceea ce arată că procesul de formare a kutnohoritului a scăzut în intensitate din planul central al lentilelor de kutnohorit și Ca-rodocrozit spre exterior. Transformările chimice s-au produs și aici, probabil tot datorită circulației soluțiilor. Au fost posibile următoarele reacții :

$$\text{Ponit} + Ca^{2+} \rightarrow \text{Kutnohorit} + \text{Ca-rodocrozit}$$

$$\text{Magnetit} + O_2 \rightarrow \text{Hematit}$$

$$\text{Alleghanyit} + Al^{3+} - Mn^{2+} \rightarrow \text{Pennantit}$$

După datele disponibile se pare că kutnohoritul a fost găsit pînă în prezent asociat cu *cuarț și sulfuri polimetalice*, în filoane hidrotermale tipice, sau cu *oxizi și silicați de mangan, fier și zinc*, în zăcăminte metasomatice complexe. Asociația mineralogică de la Iacobeni arată ca ne găsim în fața unei situații de tranziție între cele două tipuri de asociații. Totuși, chimismul kutnohoritului de la Iacobeni este mai apropiat de al kutnohoritelor hidrotermale de la Kutná Hora.

Prin proiectarea compoziției chimice a kutnohoritului din mina Ryûjima și a celui de la Iacobeni în diagramele $CaCO_3-MgCO_3-MnCO_3$ întocmite de J. R. Goldsmith și D. L. Graf (1960), neglijînd conținutul redus de fier indicat de analize, am apreciat prin paralelism că kutnohoritul din mina Argestruț s-a depus din soluții la o temperatură de aproximativ 150°C. Excesul mic de calciu peste necesarul poziției A din formula $AB(CO_3)_2$ în prezența reflexelor de ordonare sugerează că au fost posibile unele modificări structurale ale mineralului în perioada ulterioară formării acestuia.

Pe baza unei diagrame de variație a valorii $\Delta\theta°$ funcție de participarea $MnCO_3$ s-a constatat că lacuna de miscibilitate pentru carbonații seriei $CaCO_3-MnCO_3$ cu structură de tip calcit, cunoscuți la Iacobeni, se află între 20 și 80% mol.$MnCO_3$; dacă luăm în considerație și compușii de tip dolomit, atunci lacuna se restrînge la domeniul 45—80% mol.$MnCO_3$.

CONTRIBUTIONS TO THE MINERALOGY OF MANGANIFEROUS DEPOSITS FROM IACOBENI : KUTNOHORITE FROM ARGESTRUȚ MINE

ABSTRACT

A calcium and manganese vein carbonate, which was deposited from solutions at approximately 150° C, has been found in the Argestruț mine, Iacobeni. The physical and chemical properties demonstrate that the mineral is kutnohorite. Kutnohorite from Iacobeni and the associated vein minerals were formed during a period of mineralization in three stages : rhodonite, kutnohorite and quartz. From the chemical analysis and the thermal curves was calculated the value of the ratio $CaCO_3$: ($MgCO_3+FeCO_3+MnCO_3$) which is 1.22 in the first case and 1.11 in the second. The tectonic movements have produced the brecciation of the kutnohorite which has obtained an uneven extinction and optically biaxial

character. As it underwent during a longer period the chemical action of solutions, the matrix of the fine granular kutnohorite has a maximum content of calcium and of opaque inclusions. The composition of this mineral is similar to that of the hydrothermal kutnohorites from Kutná Hora, and the solubility gap in the $CaCO_3$—$MnCO_3$ join, for the carbonates from Iacobeni, occurs at 45—80 mol. per cent $MnCO_3$.

BIBLIOGRAFIE

Deer A. W., Howie A. R., Zussman J. (1963), *Rock-forming minerals*, Longmans, *5*.

Frondel C., Bauer H. L. (1955), *Kutnahorite: a manganese dolomite, $CaMn(CO_3)_2$*, Amer. Min., *40*, 748.

Gabrielson O., Sundius N. (1966), *Ca-rich kutnahorite from Långban, Sweden*, Arkiv Min. Geol., *4*, *4*.

Goldsmith R. J., Graf L. D. (1960), *Subsolidus relations in the system $CaCO_3$—$MgCO_3$—$MnCO_3$*, J. Geol., *68*, 324.

Graf L. D. (1961), *Crystallographic tables for the rhombohedral carbonates*, Amer. Min., *46*. 1283.

Huang K. C., Kerr F. P. (1960), *Infrared study of the carbonate minerals*, Amer. Min., *45*, 311.

Martiny E., Kristín J. (1969), *Die quantitative Bestimmung von Kalzit, Dolomit und Magnesit in Karbonatgesteinen mittels derivatographischer Methode*, Geol., Zborník-Geologica Carpathica, *20*, 361.

Popa Gr., Todor N. D. (1971), *Determinarea manganocalcitelor și a manganodolomitelor prin metode termice de analiză*, Chimie analitică, *1*, 37.

Trdlička Z., Ševců J. (1968), *Chemisches und röntgenographisches Studium des Kutnohorits von Kutná Hora*, Acta Univ. Carolinae-Geologica, *3*, 175.

Tsusue A. (1967), *Magnesian kutnahorite from Ryûjima mine, Japan*, Amer. Min., *52*, 1 751.

Primit în redacție la 5 iulie 1971

Institutul geologic

CRETACICUL INFERIOR DIN DOBROGEA DE NORD

DE

V. MUTIHAC, O. DRAGASTAN, A. LĂCĂTUȘU

55(05)

Din cunoștințele de pînă acum asupra Dobrogii de nord se știe că primele formațiuni ale cuverturii de platformă aparțin jurasicului superior; asemenea depozite, exclusiv carbonatice, sînt bine cunoscute la Cîrjelari și în alte cîteva iviri eșalonate în lungul și la nord de dislocația Peceneaga — Camena, ocupînd suprafețe restrînse. Pe arii mult mai întinse, cuvertura platformei apare în zona Babadag, fiind reprezentată prin depozite detritice-carbonatice, considerate de vîrstă exclusiv cretacic superioară; acestea au format obiectul lucrărilor multor cercetători (V. Anastasiu, 1898; I. Simionescu, 1910, 1913—1914; O. Mirăuță și Elena Mirăuță, 1964 etc.).

Concluzia de ordin paleogeografic care s-a tras în mod firesc a fost aceea că în evoluția stadiului de platformă a actualei Dobroge de nord, care începe după mișcările chimerice vechi, prima mare transgresiune a mării a avut loc în jurasicul superior, cînd apele au înaintat dinspre sud. La sfîrșitul acestei perioade, marea se retrage din nou, încît s-a considerat că Dobrogea de nord a evoluat ca zonă exondată în tot cretacicul inferior și numai în cretacicul superior o parte din Dobrogea de nord a fost acoperită de ape, cînd s-au acumulat depozite cu grosime relativ subțire, în jur de 300 m. În succesiunea acestora s-a identificat cenomanianul, care se dispune transgresiv peste formațiuni mai vechi și este reprezentat prin calcare conglomeratice, calcare grezoase, gresii calcaroase, conglomerate, marno-calcare și lumașele, turonianul, care este alcătuit din calcare grezoase gălbui pînă la albe, și senonianul inferior, reprezentat prin calcare grezoase cu accidente silicioase și marno-calcare albe. Vîrsta depozitelor respective este demonstrată de o faună relativ bogată și caracteristică. Ar mai fi de amintit faptul că I. Simionescu (1910) menționează din depozitele Bazinului Babadag exemplare de *Belemnites minimus* și *Orbitolina* sp. Acestea ar pleda pentru ideea că succesiunea depozitelor de la Babadag ar începe mai devreme decît cenomanianul. Acest punct de vedere nu a fost susținut de nici unul din cercetătorii Dobrogii de nord.

În lucrarea de față se aduc la cunoștință rezultatele unor observații făcute pe marginea nordică a Bazinului Babadag și care au pus în evidență

St. cerc. geol., geof., geogr., seria geologie, t. 17, nr. 1, p. 77—85, București, 1972

existența unor calcare recifale care pînă acum nu au fost menționate; mai interesant pare însă faptul că aceste calcare aparțin cretacicului inferior, ceea ce duce implicit la modificarea vederilor asupra evoluției paleogeografice a acestei regiuni.

Depozitele la care ne referim se întîlnesc în împrejurimile satului Enisala, de la est de Babadag, și anume pe panta sud-vestică a înălțimii pe care se află ruinele cetății Enisala.

În lucrările recente, fără nici o excepție, calcarele ce alcătuiesc înălțimea respectivă sînt figurate în întregime ca reprezentînd triasicul mediu. Acest fapt pare justificat, mai ales că, din aceste calcare, care se prelungesc mult spre est pe malul lacului Razelm, de la Taș Burum, se cunoaște o faună cu *Rhynchonella trinodosa* Bitt., *Retzia schwageri* Bitt., *Romanites simionescui* Kit. etc. (V. Mutihac, 1964), care incontestabil conferă vîrsta triasic medie depozitelor ce o conțin.

Pe de altă parte, în lucrările mai vechi (V. Anastasiu 1898), calcarele de sub cetatea Enisala au fost atribuite jurasicului mediu, mai exact bajocianului și bathonianului. Punctul de vedere din urmă se sprijină pe faptul că, din calcarele respective, s-a identificat o faună de brahiopode, cu *Terebratula globata* Sow., *T. ovoides* Sow., *Gryphea dilatata* Sow., *G. calceola* Quenst. etc. Pe baza acestei faune, autorul menționat consideră calcarele de la Enisala identice și sincrone cu cele de la Cîrjelari, pentru care el admitea vîrsta bajocian-bathoniană. Deși Pompecky (după V. Anastasiu, 1898) contestă această vîrstă, considerînd că fauna citată indică mai curînd o vîrstă cenomaniană, V. Anastasiu revine în teza sa din 1898, susținînd că fauna de brahiopode din calcarele de la Enisala se aseamănă cu fauna jurasică de la Strunga, din Munții Bucegi, și în plus aduce argumentul că depozitele cenomaniene calcaroase-grezoase se dispun transgresiv și discordant peste aceste calcare cu brahiopode. Vîrsta cenomaniană a calcarelor cu brahiopode de la Enisala a fost susținută mai tîrziu și de I. Simionescu (1910), care le-a inclus în ceea ce el a descris ca seria de Iancila, reprezentînd baza cretacicului superior din Bazinul Babadag.

În această dispută, adevărul pare să fie la mijloc, deoarece calcarele cu brahiopode nu sînt nici jurasice și nici cretacice superioare, ci aparțin cretacicului inferior, mai exact apțianului și albianului.

Într-adevăr, la prima vedere, înălțimea pe care este cetatea Enisala pare să fie formată din aceleași calcare; observațiile de detaliu însă pun în evidență faptul că înălțimea respectivă este formată din depozite de vîrstă diferită și că diferă între ele și ca litofacies.

Versantul nordic al înălțimii, pornind de la oglinda lacului Razelm (fig. 1), pînă la cota cea mai înaltă pe care sînt ruinele cetății, este format din calcare masive, de culoare cenușie, mai rar roșietice, însă foarte compacte, aproape diagenizate. Urmărind mai departe, pe cărarea de culme spre șaua de la sud de această înălțime, la cîțiva metri de ieșirea din cetate, peste calcarele dure, compacte, cu aspect cornos, se dispun calcare recifale, albe-gălbui, uneori cu tentă roz. Acestea se sparg foarte ușor, iar pe suprafețele alterate se văd numeroase organisme. Din calcarele recifale s-au colectat brahiopode, resturi de pectenide și ostreide.

În ceea ce privește relațiile stratigrafice dintre calcarele recifale și calcarele compacte subiacente, observațiile de teren arată că primele se dispun transgresiv și discordant peste cele din urmă, mulînd un paleorelief.

Calcarele recifale cu brahiopode se pot urmări pe o distanță de circa 60 m, după care sînt acoperite de depozite loessoide. Contactul dintre

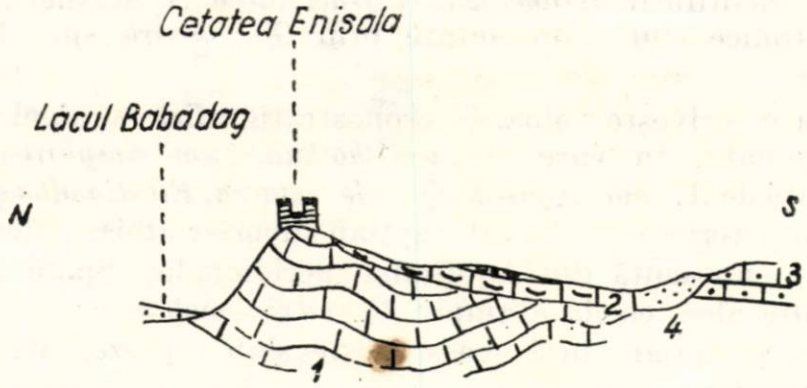


Fig. 1. — Schița aflorimentului de la Enisala.
1, Calcare triasice; *2*, calcare recifale (apțian superior-albian); *3*, calcare detritice (cenomanian); *4*, depozite loessoide (cuaternar).

aceste calcare și primele depozite ale cretacicului superior din Bazinul Babadag este acoperit, însă este foarte clară poziția calcarelor recifale, acestea situîndu-se între calcarele triasice și depozitele cenomaniene. Chiar numai din această poziție stratigrafică se poate deduce vîrsta antecenomaniană a calcarelor cu brahiopode.

Considerații biostratigrafice

Fauna de brahiopode din calcarele de la Enisala, deși improprie pentru o determinare specifică riguroasă, se poate totuși repartiza unor grupe sau chiar genuri care, în general, se cunosc din cretacicul inferior. Astfel, se recunosc exemplare care pot fi atribuite genului *Dzirulina* Mutsubtdze și care se apropie de specia *Terebratula dzirulensis* Anthula, cunoscută din apțianul și albianul din Caucaz.

Alte exemplare prezintă caracterele ce le apropie de genul *Praelongithyris*, avînd mari asemănări cu specia *Praelongithyris praelongiforma* Eng., cunoscută de asemenea din apțian.

Un alt exemplar are afinități cu genul *Modestella* din familia *Zeilleridae*, apropiindu-se de *Modestella modesta*, cunoscut din albian.

Un ultim exemplar prezintă caracterele genului *Sellithyris* Middlemiss, cunoscut tot din cretacic.

În afară de fauna de brahiopode, în calcarele de la Enisala se găsește o bogată microasociație, dominată de *Rhodophyceae* și *Codiaceae*, la care se adaugă numeroase foraminifere planctonice.

Dintre algele rodoficee, domină melobesieele, reprezentate prin *Arhaeolithothamnium amphiroaeforme* Rothpletz și *A. rude* Lemoine, la care se adaugă și reprezentanți ai altor grupe de alge roșii, ca: *Agardhiellopsis cretacea* Lemoine, *Ethelia alba* (Pfender) și *Solenopora urgoniana* Pfender.

Melobesieele sînt însoțite de alge codiacee, printre care *Cayeuxia moldavica* Frollo și *Halimeda* sp., iar foarte rar se întîlnesc zoospori de *Globocheta alpina* Lombard.

Pe lîngă alge, care constituie elementul predominant, se întîlnesc foarte frecvent foraminifere planctonice și mai rar bentonice. Dintre primele, s-a identificat *Hedbergella infracretacea* (Glaessner), iar foraminiferele bentonice sînt reprezentate prin *Glomospira* sp., *Miliolidae* și *Textularidae*.

În ceea ce privește valoarea cronostratigrafică a algelor roșii, asociația menționată, în care *Arhaeolithothamnium amphiroaeforme* este dominantă față de *A. rude*, *Agardhiellopsis cretacea*, *Ethelia alba* și *Solenopora urgoniana*, caracterizează intervalul apțian superior-albian inferior. Această asociație este cunoscută din Aquitania meridională, Spania, Algeria și Libia. Celelalte alge, ca de exemplu *Cayeuxia moldavica*, a fost întîlnită în barremian și apțian, însă aceasta este slab reprezentată în ceea ce privește frecvența.

Foraminiferele planctonice pledează întrucîtva pentru aceeași vîrstă apțian-albiană prin specia *Hedbergella infracretacea* care, în Carpați, este cunoscută mai ales din intervalul albian-cenomanian și chiar mai jos, însă frecvența maximă o are în albian.

Ținîndu-se seamă de poziția stratigrafică și de conținutul paleontologic al calcarelor de la Enisala, se poate conchide că acestea aparțin ca vîrstă apțianului și albianului, fără însă a reprezenta în întregime acest interval.

Considerații sedimentologice

Calcarele de la Enisala, prin asociația bogată de melobesiee și briozoare ciclostomate pe care o conțin, se clasifică în rîndul biolititelor algale sau, mai exact, este un bri-algal, dat fiind conținutul cu frecvență destul de mare a briozoarelor alături de alge. Cimentul preponderent micritic indică, pentru aceste calcare, ca mediu de formare, ape liniștite. Acestea au alternat cu perioade mai agitate. Aceasta se deduce din faptul că melobesieele, alături de briozoare, indică un depozit calcaros format *in situ*, cu rată importantă de construcție, dominată de melobesiee cu thal ramificat, a căror dezvoltare a fost favorizată de fazele agitate ale apelor. Existența unor perioade cu un hidrodinamism mai accentuat în zona de formare a recifului este demonstrată și de prezența unui detritus organogen, constituit din resturi de serpulide, brahiopode articulate, lamelibranhiate, gasteropode, plăci și radiole de echinide, la care se adaugă un aport de cuarț destul de important ce a suferit un transport îndelungat.

Algele și foraminiferele bentonice alcătuiesc elementul autohton, care a contribuit la dezvoltarea și edificarea complexului recifal, în timp

ce foraminiferele planctonice constituie o notă distinctă, prezența lor datorîndu-se curenților marini care au facilitat amestecul dintre cele două grupe, planctonice și bentonice.

Atît melobesieele, cît și celelalte grupe de organisme indică o adîncime a apelor ce nu depășea 20—30 m. Din trăsăturile sedimentologice ale calcarelor de la Enisala, se poate conchide că acestea prezintă caracterele unor depozite ce s-au format într-un regim de platformă, în apropiere de țărm, pe un substrat stabil, supus doar unor ușoare oscilații pe verticală

Considerații de ordin paleogeografic

Prezența depozitelor cretacicului inferior în Dobrogea de nord duce implicit la concluzia că, după retragerea mării jurasice, apele au revenit în cretacicul inferior. Acestea au fost precedate probabil de o fază continental fluviatilă, deoarece, în zona Măcin, se întîlnesc, ce-i drept pe suprafețe restrînse, prundișuri care ar putea corespunde apțianului inferior; cert este însă că în apțianul superior-albian, apele se întindeau sub forma unui braț de mare care era separat de marea cretacică din sudul Dobrogii prin actuala Dobroge centrală. Aceasta din urmă a funcționat în cretacic ca o zonă ridicată, emersă. Înaintarea apelor mării cretacice în Dobrogea de nord s-a făcut în urma unei coborîri de mică amplitudine a soclului consolidat în faza chimerică veche, încît nu s-a ajuns la o nivelare a substratului, în schimb s-a creat un mediu prielnic dezvoltării formațiunilor recifale, mai ales în zonele litorale. Asupra extinderii mării apțian-albiene în Dobrogea de nord, se poate spune că aceasta nu depășea cu mult paralela localității Enisala, căci calcarele de aici s-au format în apropierea țărmului. Substratul, împreună cu formațiunile recifal construite, a fost supus în continuare mișcărilor epirogenice, care ulterior au dus la o intensificare a activității hidrodinamice în zonele litorale. Aceste mișcări, în unele momente, au avut o amplitudine mai mare și au dus la perioade de exondare. Așa s-a întîmplat în albian, cînd se înscrie o lacună de sedimentare care corespunde unei bune părți a acestuia.

Începînd cu cenomanianul, partea sudică a Dobrogii de nord cunoaște o coborîre treptată, care a determinat o intensificare a activității factorilor erozivi în regiunile emerse învecinate și în același timp și o sporire a puterii destructive și de transport a valurilor. Mărturii ale acestor perioade de intensă agitație sînt depozitele grosiere cu care începe cretacicul superior din sinclinalul Babadag și mai ales de pe flancul sudic, unde sînt remaniate, cu precădere, șisturile verzi. În cretacicul superior, Dobrogea de nord forma un uscat, care se va lărgi mereu în neozoic, cînd i se va alătura întreaga Dobroge de nord, iar în pliocen și Dobrogea de sud.

DESCRIEREA MATERIALULUI PALEONTOLOGIC

Clasa RHODOPHYCEAE

Familia CORALLINACEAE

Subfamilia MELOBESIOIDEAE

Genul *Archaeolithothamnium* Rothpletz 1891.

Archaeolithothamnium amphiroaeforme Rothpletz

Pl. I, fig. 1—2; pl. II, fig. 2—3; pl. III, fig. 2—4.

1926, *Archaeolithothamnium amphiroaeforme*, Pfender, p. 17, pl. I, fig. 1; pl. V, fig. 1—2; pl. VII, fig. 4.

1965, *A. amphiroaeforme*, Patrulius, p. 38, pl. IV, fig. 2a și b.

1968, *A. amphiroaeforme*, Poignant, p. 272, pl. II, fig. 2 și 4.

Hypotype : Pl. I, fig. 1—2 ; pl. II, fig. 2—3 ; pl. III, fig. 2—4 ; apțian-albian, Enisala, col. L.P.B[1], nr. 9403.

Remarci : Specie cu thal puternic ramificat, întîlnit mai ales ca ramuri izolate.

Răspîndire : Des întîlnit la partea terminală a apțianului, în Aquitania meridională, în așa-numitul facies cu melobesiee sau faciesul de Vimport (M. Lemoine și J. Emberger) sau în albianul inferior din aceeași provincie, după A. Poignant (1968). Specia a mai fost semnalată în albian de J. Pfender, în Italia, și de H. Johnson, în Libia. D. Patrulius citează această specie de pe valea Sărății din Munții Perșani.

Dimensiunile talului în mm :

Hipothalul	Lungimea celulelor	0,070—0,15
	Lățimea celulelor	0,015—0,030
Perithalul	Lungimea celulelor	0,030—0,060
	Lățimea celulelor	0,012—0,015

[1] Laboratorul de paleontologie al Universității din București.

Archaeolithothamnium rude Lemoine

Pl. III, fig. 1

1925, *Archaeolithothamnium rude*, Lemoine, p. 3, pl. I, fig. 1—2.
1963, *A. rude*, Johnson, pl. 27, fig. 1—3.
1968, *A. rude*, Poignant, p. 272, pl. II, fig. 1.

Hypotyp : Pl. III, fig. 1, apţian-albian, Enisala, col. L.P.B. nr. 9404.

Remarci : Specie cu thal crustos, neramificat.

Răspîndire : Apţian superior-albian inferior, în Aquitania meridională, Spania şi Algeria.

Dimensiunile thalului în mm :

Hipothalul	Lungimea celulelor	0,020—0,040
	Lăţimea celulelor	0,015
Perithalul	Lungimea celulelor	0,015—0,040
	Lăţimea celulelor	0,010—0,015
Lăţimea	camerelor sporangice	0,10—0,15

Familia **SOLENOPORACEAE**

Genul **Solenopora** Dybowski 1878

Solenopora urgoniana Pfender

Pl. II, fig. 4

1930, *Solenopora urgoniana*, Pfender, p. 101, pl. 8, fig. 1—3.
1968, *Solenopora* aff. *urgoniana*, Poignant, p. 272.

Hypotip : Pl. II, fig. 4, apţian-albian, Enisala, col. L.P.B., nr. 9405.

Răspîndire: Întîlnită în apţianul din sud-estul Franţei şi în apţianul superior din masivul Arbailles (Aquitania meridională) în asociaţie cu *Neomeris* aff. *cretacea* Steinmann.

Dimensiunile thalului în mm :

Lungimea celulelor	0,030—0,15
Diametrul celulelor	0,030—0,040

Familia **SOLIERIACEAE ?**

Genul **Agardhiellopsis** Lemoine 1966

Agardhiellopsis cretacea Lemoine

Pl. I a, fig. 3 – 4; pl. II, fig. 1.

1966, *Agardhiellopsis cretacea* n.sp., Lemoine, p. 203–210, pl. 1, fig. 1–4.

Hypotip: Pl. I a, fig. 3–4; pl. II, fig. 1, apțian-albian, Enisala, col. L.P.B., nr. 9406.

Răspîndire: Specie descrisă de Marie Lemoine în anul 1966 din apțian-albianul din sud-estul Franței și din provincia Navarra-Spania.

LE CRÉTACÉ INFÉRIEUR DE LA DOBROGEA DU NORD

RÉSUMÉ

Jusqu'à présent on ne connaissait en Dobrogea du nord que les dépôts du crétacé supérieur.

Des études récentes, dont nous présentons les résultats, ont mis en évidence l'existence des dépôts pré-cénomaniens. Ces dépôts sont représentées par des calcaires récifaux qui se rencontrent aux alentours d'Enisala (fig. 1).

La faune de Brachyopodes trouvée appartient à certains genres connus de l'Aptien-Albien : *Dzirulina* Mutsubtdze, *Sellithyris* Middlemis, etc.

L'association d'algues trouvée dans les calcaires indique aussi leur âge aptien-albien : *Archaeolithothamnium amphiroaeforme* Rothpletz, *A. rude* Lemoine, *Agardhiellopsis cretacea* Lemoine, *Ethelia alba* (Pfender), *Solenopora urgoniana* Pfender, *Cayeuxia moldavica* Frollo, *Halimeda* sp., *Hedbergella infracretacea* (Gloessner).

Les calcaires récifaux d'Enisala représentent un bry-algal formé dans une zone côtière, sur un soubassement stabilisé.

La présence de dépôts pré-cénomaniens en Dobrogea du nord modifie les vues sur l'évolution paléogéographique de cette région.

BIBLIOGRAFIE

Anastasiu V. (1898), *Contributions à l'étude géologique de la Dobrogea (Roumanie) — Terrains secondaires*, Thèse, Paris.

Lemoine M. (1966), *Un nouveau genre d'Algue du Crétacé inférieur : Agardhiellopsis nov. gen.*, Rev. Micropal. Paris, **8**, *4*, 203–210.

Lemoine M., Emberger J. (1967), *Kymalithon, nouveau genre de Melobesiée de l'Aptien supérieur et considérations sur lâge de faciès à Mélobesiée dit „Faciés de Vimport"*, Actes de la Soc. Linnéenne de Bordeaux, Paris, **104**, Série B, *9*, 3–14.

Misik M. (1966), *Microfacies of the Mesozoic and Tertiary Limestones of the West Carpathians*, Slovenska Akademia, Bratislava.

Mirăuță O., Mirăuță Elena, (1964), *Cretacicul superior și fundamentul Bazinului Babadag (Dobrogea)*, An. Com. geol., **XXXIII**.

Mutihac V. (1964), *Zona Tulcea și poziția acesteia în cadrul structural al Dobrogei*, An. Com. geol., **XXXIV**/1.

Patrulius D. (1965), *Inventar sumar al algelor calcaroase neojurasice și eocretacice din Carpații românești și Platforma precarpatică*, D. S. Com. geol., **LI**/2, 31—42.

Poignant A. (1968), *Les Algues des calcaires aptiens et albiens d'Aquitaine méridionale*, Rev. Micropal., **10**, *4*, 271—276.

Simionescu I. (1910), *Asupra cretacicului superior din împrejurimile satului Baschioi*, An. Inst. geol.

— (1913—1914), *Le Néocrétacé de Babadag*, Bull. Sect. Sc. Ac. Rom., **II**.

Primit în redacție la 20 septembrie 1971

Facultatea de geologie-geografie a Universității București

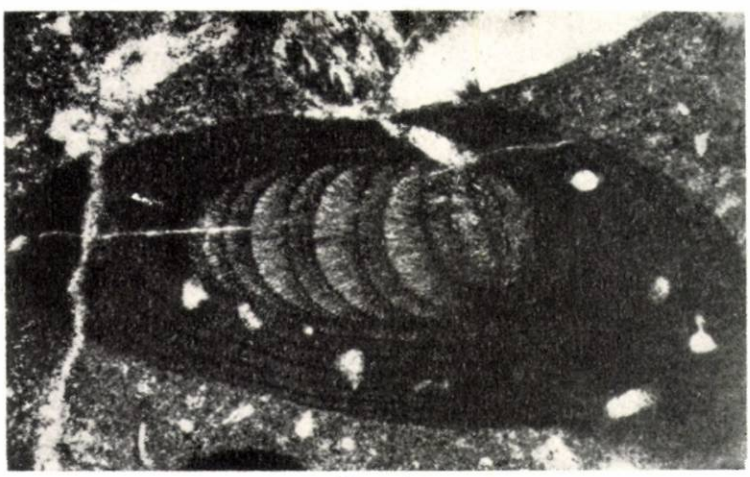


Fig. 1

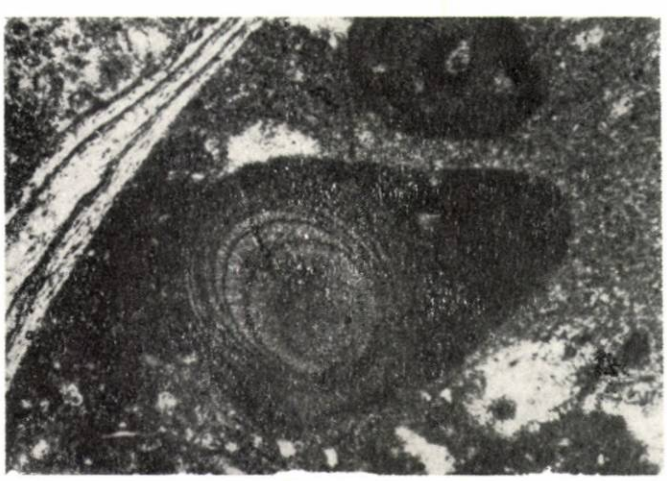


Fig. 2

Fig. 1—2. *Archaeolithothamnium amphiroaeforme* Rothpletz; col. L.P.B., nr. 9 403 : ×25.
1, Secțiune longitudinală în hipothal și perithal cu sporangi; *2*, secțiune transversală oblică.

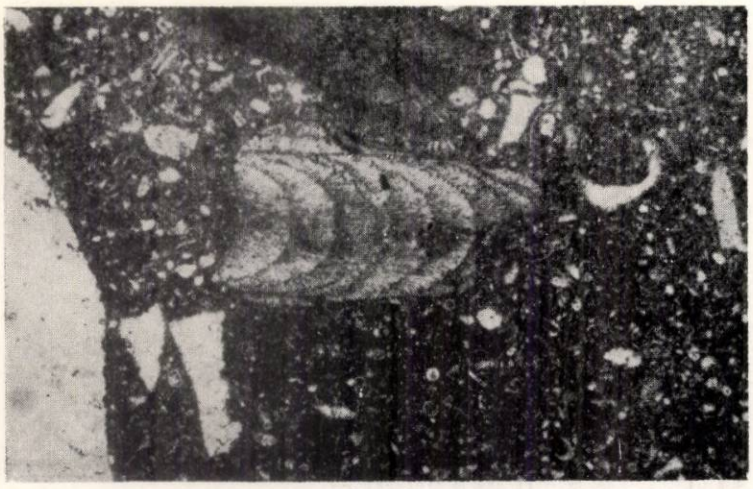


Fig. 3

Fig. 3—4.—*Agardhiellopsis cretacea* Lemoine și *Archaeolithothamnium amphiroaeforme* Rothpletz; col. L.P.B, nr. 9 406; × 25.

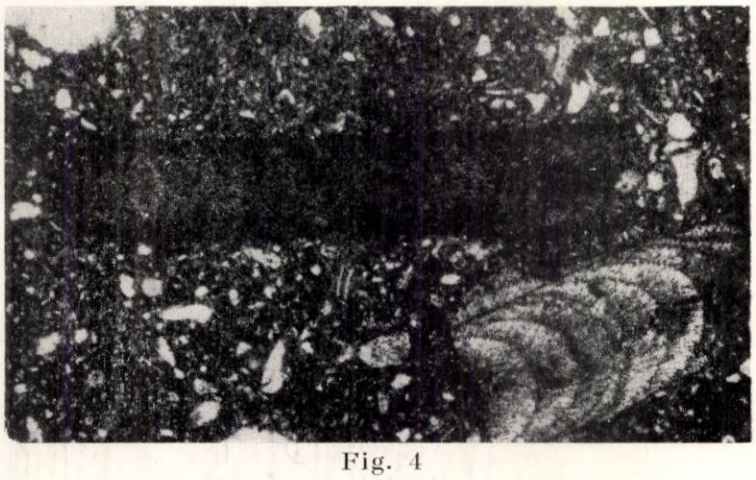


Fig. 4

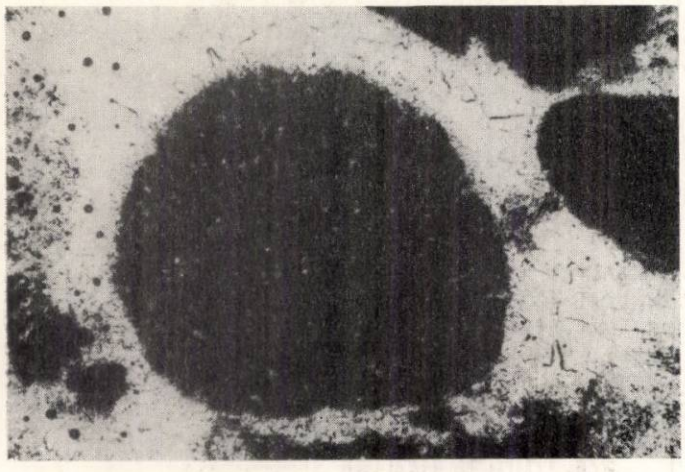


Fig. 5.— *Cayeuxia moldavica* Frollo; × 25. Speciile provin dintr-un calcar de tip algal — biolithit, apțian-albian, Enisala (Dobrogea de nord).

Fig. 1. — *Agardhiellopsis cretacea* Lemoine ; col. L.P.B., nr. 9 406 ; × 25.

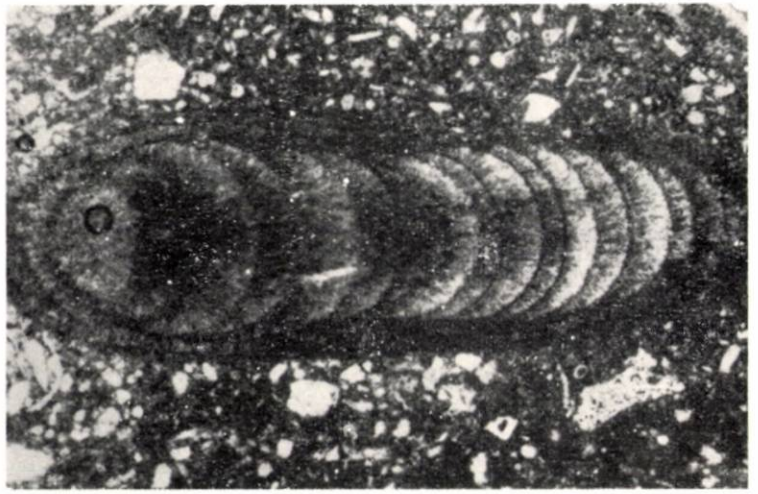


Fig. 2

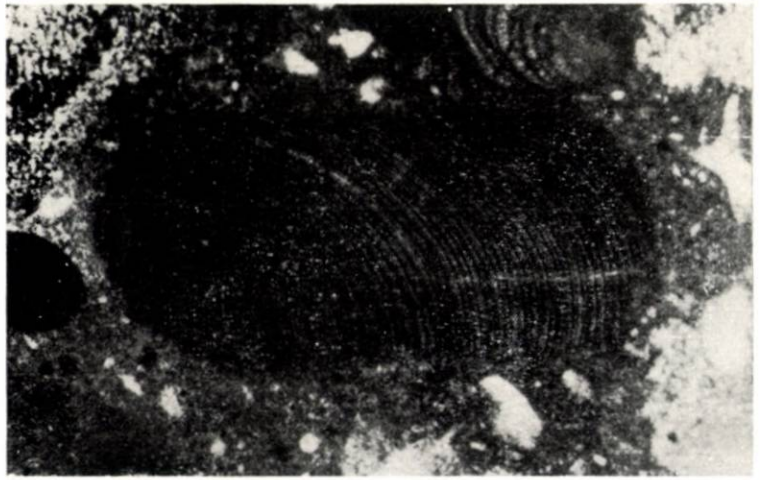


Fig. 2—3. — *Archaeolithothamnium amphiroaeforme* Rothpletz ; col. L.P.B., nr. 9 403 ; × (*3*, secțiune longitudinală în perithal).

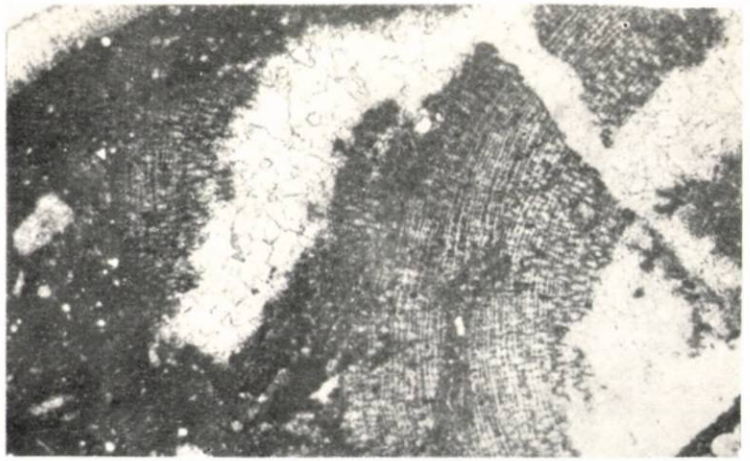


Fig 4. — *Solenopora urgoniana* Pfender ; col. L.P.B., nr. 9 405 ; × 15. Speciile provin din calcarul algal-biolithit, apțian-albian, de la Enisala (Dobrogea de nord).

Fig. 1. — *Archaeolithothamnium rude* Lemoine ; col. L.P.B., nr. 9 404 ; × 15 (*1*, secțiune longitudinală în perithal cu sporangi).

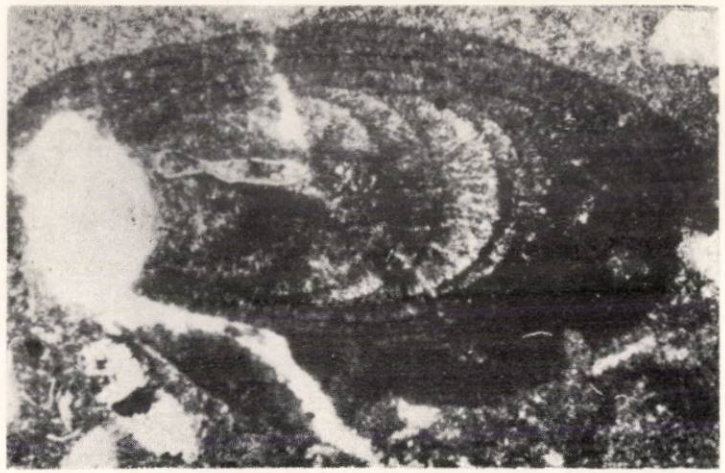


Fig. 2

Fig. 3

Fig. 4

Fig. 2—4. — *Archaeolithothamnium amphiroaeforme* Rothpletz ; col. L.P.B., nr. 9 403 ; × 2 ; *3*, × 25 ; *4*, × 15). Secțiuni longitudinale în thal, apțian-albian, Enisala (Dobrogea de nord).

Fig. 1. — *Halimeda* sp.; col. L.P.B., nr. 9 407; × 15.

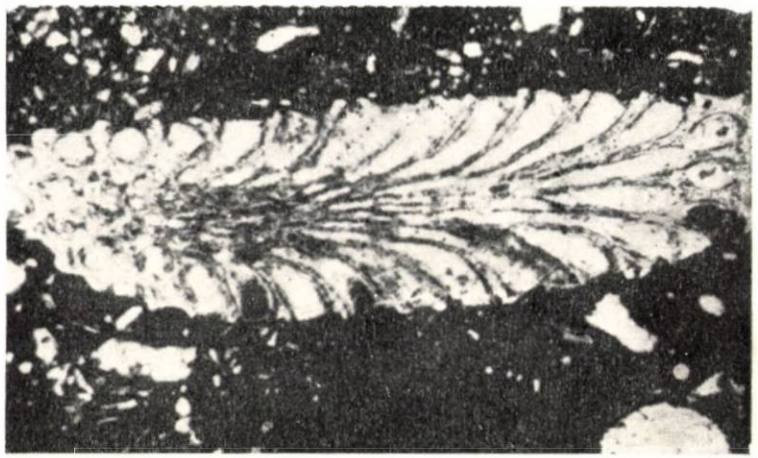


Fig. 2. — *Briozoare ciclostomate*; × 15.

Fig. 3. — *Hedbergella infracretacea* (Glaessner); × 25.

Fig. 4. — *Serpulidae* (secțiuni divers orientate); × 25; apțian-albian, Enisala (Dobrogea de nord.

ASUPRA PREZENȚEI GENULUI *LEWISICERAS* ÎN GRESIILE SUPERIOARE DE PE VALEA DORULUI (MASIVUL BUCEGI)*

DE

THEODOR NEAGU

55(05)

În vara anului 1966, mergînd într-o aplicație practică de teren cu studenții anului II geologie în Masivul Bucegi, pe drumul de la Vîrfu cu Dor către valea Ialomiței am întîlnit în seria gresiilor ce aflorează bine în Valea Dorului un exemplar de amonit pe care l-am atribuit genului *Lewisiceras*. Restul acesta fosil fiind al doilea material paleontologic găsit în aceste gresii, precum și faptul că primul rest, cel găsit de E. Jekelius în 1938, fragmentar, este numai citat, am considerat util că prezentarea și figurarea acestuia vor ajuta la stabilirea cu certitudine sporită a vîrstei, destul de controversată de altfel, a depozitelor ce-l conțin.

Problema vîrstei conglomeratelor de Bucegi și inclusiv a seriei de depozite superioare acestora, reprezentată prin gresii marnoase, micacee, șistoase și prin marne grezoase de asemenea șistoase, este mult discutată de geologii care au lucrat în această zonă.

În 1938, E. Jekelius citează în seria gresiilor marnoase de pe Valea Dorului un fragment de *Kossmaticeras theobaldinum* (Stol.), pe baza căruia acordă vîrsta cretacic superioară — inclusiv senonian superior — acestor depozite. În lucrarea menționată, autorul susține că aceste depozite stau transgresiv peste pachetul conglomeratelor de Bucegi.

N. Oncescu (1943) arată că peste seria conglomeratelor de Bucegi din regiunea Rucăr, în continuitate de sedimentare, urmează seria turon-senoniană, în care V. Popovici-Hațeg citează *Inoceramus lingua* (Mantell). Pentru partea centrală și estică a sinclinalului de Bucegi autorul amintește, după E. Jekelius, aceeași specie: *Kossmaticeras theobaldinum* (Stol.) de pe Valea Dorului, raliindu-se părerii exprimate anterior privind vîrsta acestor depozite. Părerea aceasta este reluată de autor în 1957.

*) Comunicare susținută în sesiunea științifică a Facultății de geologie—geografie din anul 1966.

St. cerc. geol., geof., geogr., seria geologie, t. 17, nr. 1, p. 87—92, București, 1972

I. Băncilă (1957) arată că depozitele cretacicului superior din platoul Bucegi se dispun într-o ușoară discordanță față de conglomeratele de Bucegi apțian-albiene. Litologic, aceste depozite sînt formate din gresii în plăci subțiri și marne nisipoase moi ce se încheie prin conglomerate. Din gresiile de pe Valea Dorului autorul citează, tot după E. Jekelius, *Kossmaticeras theobaldinum* (Stol.), considerînd că stratigrafic aceste depozite se extind pînă în senonian.

D. Patrulius (1953) împarte seria depozitelor cretacic superioare din zona sinclinalului Bucegi în trei părți, și anume :

— partea bazală, formată din gresii de vîrstă cel puțin apțian-mediu-superioară ;

— seria conglomeratelor de Bucegi ;

— seria gresiilor cu caracter litologic diferit de cele bazale.

Autorul susține că aceste trei subdiviziuni litologice sînt legate prin treceri gradate între ele, menționînd că în partea de sud este posibilă o discordanță între seria gresiilor superioare și conglomeratele bazale. Pentru vîrsta acestei serii grezoase se citează, după E. Jekelius, tot *Kossmaticeras theobaldinum* (Stol.) de pe Valea Dorului și se exprimă părerea că în această regiune există o continuitate de sedimentare între seria conglomeratelor de Bucegi și gresiile superioare. În această regiune, conglomeratele au un caracter comprehensiv din punct de vedere stratigrafic, începînd din albian și cuprinzînd vraconianul și cenomanianul.

G. Murgeanu și D. Patrulius (1957), după ce aduc o serie de date importante privind vîrsta apțian-albiană a conglomeratelor de Bucegi, pun la îndoială vîrsta turon-senoniană atribuită de E. Jekelius gresiilor ce stau peste conglomerate, bazați pe următoarele considerente :

— conglomeratele de Bucegi sînt cuprinse între depozitele de fliș cu faună apțiană (Bădeni) și cele vraconiene (Cotenești), și deci ele nu pot apartine decît albianului ;

— în Masivul Bucegi se află un pachet de conglomerate și gresii masive, superioare celor de tip Bucegi, care se prelungesc la nord de Piciorul Babelor, formînd culmile Obîrșia, Babele, Coștila, Omul. Între punctul extrem de nord al acestor depozite și cele turon-senoniene sigure, situate la poalele masivului (bazinul văii Glăjăria), este o denivelare de 1 800 m, care nu poate fi explicată nici printr-o falie, nici printr-un șariaj.

G. Murgeanu, D. Patrulius și colab. (1963) arată că întreaga serie de conglomerate și gresii superioare trebuie considerată ca aparținînd albianului.

D. Patrulius (1965)[1] reia părerile exprimate anterior și arată că deoarece pe valea Glăjăria seria vraconiană acoperă normal și discordant conglomeratele de Bucegi, acestea aparțin ciclului de sedimentare prevraconian. Întrucît seria gresiilor superioare și a conglomeratelor este în continuitate de sedimentare cu conglomeratele de Bucegi bazale, este normal ca ele să aparțină la același ciclu de sedimentare prevraconian. În concluzie, autorul pune din nou sub semnul întrebării vîrsta turon-

[1] D. Patrulius, *Formațiunile mezozoice din versantul oriental al Masivului Bucegi*, lucrare de diplomă, sesiunea iunie 1965, Facultatea geologie-geografie, Univ. București.

senoniană a acestor depozite, acordată de J e k e l i u s , și înclină să creadă că acel fragment de amonit atribuit speciei de *K. theobaldinum* (Stol.) aparține, probabil, la un *Holcodiscus* remaniat în conglomerate, sau că, dacă determinarea este corectă, atunci proveniența fosilei este îndoielnică.

După susținerea acestei note (1966), în 1969, D. P a t r u l i u s, într-o lucrare cu caracter monografic privind Masivul Bucegi, separă în seria grezo-conglomeratică trei orizonturi distincte, și anume :

— conglomeratele de Bucegi inferioare, de vîrstă sigur apțiană ;

— conglomeratele de Bucegi medii (în care se cuprind și depozitele de peValea Dorului) ;

— conglomeratele de Bucegi superioare ; ultimele două orizonturi sînt de vîrstă albiană.

Discutînd vîrsta acestor ultime două orizonturi, autorul reia problema speciei *K. theobaldinum* (Stol.), citată de J e k e l i u s de pe Valea Dorului, punînd sub semnul întrebării fie determinarea făcută, fie proveniența restului fosil, refuzînd să accepte posibilitatea unei vîrste mai largi a acestor depozite. Înfrapaginal, autorul citează și prezenta comunicare și pune de asemenea sub semnul îndoielii determinarea făcută. Pentru a nu mai crea dubii și pentru a nu mai da loc la discuții, publicăm această notă, păstrîndu-ne opinia și responsabilitatea determinării făcute.

Întîlnirea în depozitele grezoase de pe Valea Dorului a exemplarului de *Lewisiceras* prezintă o importanță sporită în datarea seriei de sedimente amintite, ținînd cont de faptul că materialul lui J e k e l i u s , probabil pierdut, este pus sub semnul întrebării.

Așa după cum rezultă din datele de literatură generală (J. P i v e t e a u 1952 ; R. C. M o o r e , 1957), genul *Lewisiceras* este localizat în depozitele cretacicului superior. Astfel, B a s s e E l i a b (in J. P i v e t e a u, vol. II, p. 652) îl consideră ca fiind localizat numai în turonianul mediu și superior, iar W. J. A r k e l l , K. B e r n h a r d , C. W. W r i g h t (in R. C. M o o r e , partea L, vol. 4. p. 377) consideră acest gen ca localizat în depozitele cenomanian superioare-coniaciene. Din aceste date generale reiese că, oricare ar fi accepțiunea pentru vîrsta acestui gen, seria grezoasă din care provine nu poate aparține decît cretacicului superior (turonian-senonian). Starea de conservare a exemplarului fosil nu este perfectă, însă aceasta permite cu siguranță atribuirea lui la genul *Lewisiceras* și probabil speciei *L.* aff. *peramplus* (Mantell). Specia menționată este localizată numai în turonianul mediu. Acceptînd una din ipotezele emise de D. P a t r u l i u s , și anume aceea că specia de *K. theobaldinum* (Stol.) a fost bine determinată, prezenta găsire a exemplarului de *Lewisiceras* vine să confirme proveniența acestuia (Valea Dorului, gresiile superioare), precum și vîrsta a acestui pachet — turon-senoniană.

Cu precizarea în felul acesta a vîrstei seriei superioare din umplutura sinclinalului Bucegi se ajunge la unele considerații referitoare la vîrsta conglomeratelor de Bucegi. Astfel, dacă se admite continuitate de sedimentare, cel puțin în acest sector, așa cum de altfel N. O n c e s c u și D. P a t r u l i u s au înclinat să creadă, atunci vîrsta conglomeratelor se cuprinde, pentru această regiune, între albian și cenomanian inclusiv. Dacă însă se admite că discontinuitatea, citată de J e k e l i u s și observată și de D. P a t r u l i u s în versantul de sud al masivului, dintre conglomeratele bazale și seria grezoasă superioară este generală pe întregul masiv, atunci vîrsta conglomeratelor bazale se poate restrînge la albian, urmînd apoi o lacună vracono-cenomaniană. Problema aceasta

însă nu poate fi soluţionată pe Valea Dorului, deoarece în aflorimentele ce apar nu se pot observa raporturile dintre seria bazală şi gresii.

În alte puncte, ca de exemplu „La Arsuri", spre Babe, se întîlneşte aceeaşi serie a gresiilor superioare, care la partea superioară trec într-un pachet conglomeratic (conglomeratele superioare) şi care prezintă un caracter net diferit de conglomeratele de Bucegi bazale, prin structura şi dimensiunile elementelor constituente. Acest fapt este clar redat de I. Băncilă (1957) şi D. Patrulius (1953), care le denumesc chiar „conglomeratele superioare". Vîrsta acestor conglomerate, după cele amintite anterior, ar urma să fie senoniană.

*

Ordinul **AMMONOIDEA**

Subordinul **AMMONITINA**

Superfamilia ***DESMOCERATACEAE***

Familia **PACHYDISCIDAE** Spath 1922

Genul **Lewisiceras** Spath 1939

Lewisiceras sp. aff. **L. peramplus** (Mantell)

text-fig. 1.

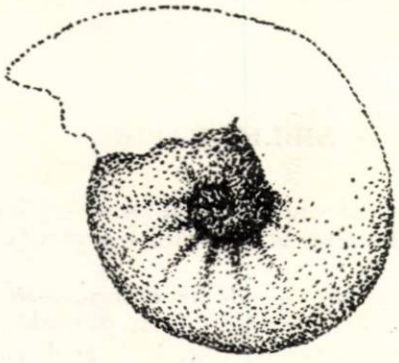
Mulajul intern şi extern al exemplarului din Valea Dorului are o talie mică (tipică genului) destul de bine conservat, permiţînd a se observa caracterul involut-evolut al rulării, care duce la un ombilic de talie redusă. Cochilia este slab ornamentată printr-o serie de coaste larg rotunjite, dispuse pe prima parte a turului de spiră şi aproape netedă în ultima parte. Prin fosilizare, cochilia este destul de aplatisată, păstrînd parţial linia lobară tot în prima parte a ultimului tur de spiră. Se pot astfel observa mai ales lobii fin divizaţi, asemănători celor de la genul *Lewisiceras*.

Dimensiuni: D = 45 mm; H = 15 mm; O=9 mm; D/O = 5; D/H = 3.

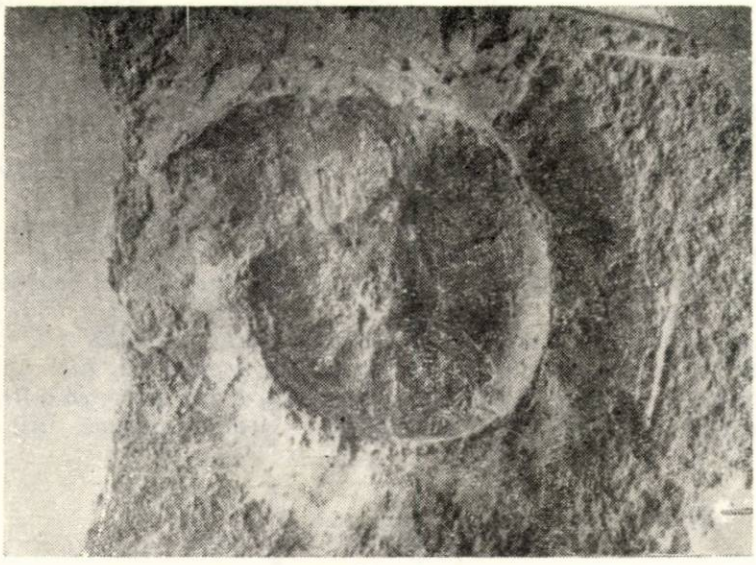
Observaţii: Prezenţa pe prima parte a ultimului tur de spiră a bureleţilor costali, evident mai umflaţi către zona ombilicală, precum şi caracterul evolut-involut al rulării aproprie exemplarul din Valea Dorului de ceea ce se figurează în J. Pivteau, vol II, pl. 19, fig. 10 a—b sub denumirea de *L. peramplus* (Mantell). Caracterul mult mai şters al coastelor, precum şi aspectul mult mai drept al acestora diferă exemplarul

nostru în mod evident de *L. mantelli* (Wright & Wright), apropiindu-l de *L. peramplus* Mantell. Datorită gradului de conservare, exemplarul din Valea Dorului nu poate fi atribuit cu toată certitudinea decît generic.

Hypotip: L.P.B. 3384.



a



b

Fig. 1 a și b. — *Lewisiceras* aff. *peramplus* (Mantell), Valea Dorului, Bucegi.

THE PRESENCE OF THE GENUS *LEWISICERAS* IN THE UPPER MARLY-SANDSTONES OF THE DORULUI VALLEY (BUCEGI MOUNTAINS)

ABSTRACT

In the outcrop of the upper marly-sandstones from the Dorului Valley (Bucegi Mountains) the author found out a shell of ammonite, not so well preserved, which belongs to the genus *Lewisiceras*. The stra-

tigraphical distribution of this genus (Upper Cenomanian-Coniacian) solves the problem of the age of these strata, considered to be Albian after the last studies (D. Patrulius 1969). Using the stratigraphical distribution of the genus *Lewisiceras* the author comes back to an old interpretation (E. Jekelius), according to which the age of these sediments is Turonian-Lower Senonian.

BIBLIOGRAFIE

Arkell W. şi colab. (1957) în R. C. Moore, *Treatise on invertebrate Paleontology*, part L, *Mollusca*, **4**, Geological Society of America-University of Kansas Press, Lawrence, Kansas.

Basse Eliane, (1952), in J. Piveteau, *Traité de Paléontologie*, **II**, Edit. Masson & Cie. Paris.

Băncilă I. (1957), *Geologia Carpaților Orientali*, Edit. tehnică, București.

Jekelius E. (1938), *Das Gebirge von Brașov*, Ann. Inst. géol. Rom., **19**.

Murgeanu G., Patrulius D. (1957), *Cretacicul superior de pe marginea Leaotei și vîrsta conglomeratelor de Bucegi*, Acad. R.P.R., Bul. Șt. geol. — geogr., **2**. *1*.

— (1959), *Flișul cretacic din regiunea pasului Predeluș*, St. cerc. geol. **4**, *1*.

Murgeanu G., Patrulius D., Contescu L., Jipa D., Mihăilescu N., Panin N. (1963), *Stratigrafia și sedimentogeneza terenurilor cretacice din partea internă a curburii Carpaților*, Asoc. geol. carp.-balc., Cong. V, 1961, com. șt., 3/2, secția a II-a, Stratigrafie.

Oncescu N. (1943), *Région de Piatra Craiului — Bucegi — Etude géologique*, Ann. Inst. géol. Roum., **23**.

— (1965), *Geologia României*, ed. a II-a, ed. a III-a, Edit. tehnică, București.

Patrulius D. (1953), *Noi contribuțiuni la cunoașterea stratigrafiei masivului Bucegi*, D. S. Com geol., **37**.

— (1954), *Observații asupra depozitelor mezozoice din Bucegi și Perșani*, D. S. Com. geol., **38**.

Patrulius D. (1958), *Note sur la stratigraphie du Massif de Bucegi* (versant Est), C. R. Com. Géol., **36** (1948—1949).

— (1969), *Geologia Masivului Bucegi și a culoarului Dîmbovicioarei*, Edit. Acad. R.S.R., București.

Patrulius D., Dimitrescu R., Gherasi N., (1968), *Harta geologică a Republicii Socialiste România*, sc. 1 : 200 000, 28, Brașov, *Notă explicativă*, Inst. geol.

Patrulius D., Ghenea C., Ghenea A., Gherasi N. (1968), *Harta geologică a Republicii Socialiste România*, sc. 1 : 200 000, 35, Tîrgoviște, *Notă explicativă*, Inst. geol.

Primit în redacție la 17 octombrie 1971

Facultatea de geologie-geografie a Universității București

ASUPRA „RECIFILOR" NEOJURASICI DIN DOBROGEA CENTRALĂ

DE

AURELIA BĂRBULESCU

55(05)

În literatura geologică românească depozitele jurasice din Dobrogea centrală sînt cunoscute prin două caracteristici principale : bogăţia impresionantă a faunei de amoniţi şi prezenţa formaţiunilor „recifale" coraligene.

Fauna de amoniţi, în special amoniţii oxfordianului, a fost descrisă de I. Simionescu (1907). Acelaşi autor atrage atenţia şi asupra recifilor coraligeni de la Hîrşova şi Topalu, adică din partea vestică a Dobrogii centrale. Pentru această zonă, informaţii cu privire la tipurile de formaţiuni, faunele, vîrsta etc. se întîlnesc într-o serie de lucrări cu caracter stratigrafic, general, sau paleontologic (V. Anastasiu, 1898; A. Cardaş, 1907 *a* şi 1907 *b*; G. Macovei, 1907; I. Simionescu, 1910 *a* şi 1910 *b*; C. S. Antonescu, 1929; S. Anton, 1963[1]; Aurelia Bărbulescu, 1969 *a*, 1969 *b*, 1969 *c*, 1970[2] *a*, 1970 *b*[3]; Aurelia Bărbulescu şi Th. Neagu, 1970; D. Turnsek şi Aurelia Bărbulescu, 1969.

În regiunea estică a Dobrogii centrale (sinclinalul Casimcea) s-au menţionat în oxfordian calcare recifale şi recifogene, calcare cu spongieri, sau prezenţa unor resturi de atoli coraligeni (M. Chiriac, A. Perianu şi A. Cehlarov, 1959[4]; M. Chiriac, 1961, 1968; M. Chiriac şi A. Lăcătuşu, 1964; D. Patrulius şi Tr. Orghidan, 1964; N. Orghidan, 1962—1963). În două rapoarte recente asupra calcarelor neojurasice din partea sud-estică a sinclinalului Casicea, A.

[1] S. Anton (1963), *Studiul petrografic şi geochimic al rocilor carbonatate malm-neocomiene din Platforma Moesică cu privire specială asupra rocilor generatoare de hidrocarburi*, tema 148, arh. M.M.P.G. Bucureşti.

[2] Aurelia Bărbulescu (1970 *a*), *Asupra jurasicului mediu din sinclinalul Casimcea*, comunic. ses. şt. Fac. geol.-geogr., Bucureşti.

[3] Aurelia Bărbulescu (1970 *b*), *Corelarea faciesurilor organogene din sinclinalul Casimcea cu cele din sinclinalul Gălbiori — Topalu*, comunic. ses. şt. Fac. geol.-geogr., Bucureşti.

[4] M. Chiriac, A. Perianu, A. Cehlarov (1959), *Raport asupra zăcămintelor de calcare din regiunea Mireasa — Cheia — Tîrguşor — Gura Dobrogei — Piatra — Năvodari — Capul Midia (Reg. Constanţa)*, arh. Inst. geol.

D r ă g ă n e s c u (1970[5] și 1971[6]) aduce o serie de contribuții interesante de ordin microfacial, petrografic și sedimentologic; concomitent, într-o notă cu caracter stratigrafic, se fac primele precizări referitoare la adevărata origine a unor calcare construite din partea nord-estică a aceleiași regiuni (A u r e l i a B ă r b u l e s c u, 1970 *b*).

Din această scurtă trecere în revistă a cercetărilor anterioare asupra faciesurilor organogene din Dobrogea centrală reiese că nu există pînă la această dată o privire de ansamblu asupra formațiunilor de origine biogenă. Încercăm să facem în nota de față o asemenea prezentare generală, considerînd că problemele originii, morfologiei, răspîndirii, faunelor și vîrstei formațiunilor bioacumulate sau bioconstruite din Dobrogea pot interesa deopotrivă pe geologi, geografi și biologi.

În Dobrogea centrală, depozitele jurasice, predominant carbonatate, sînt dispuse transgresiv și discordant peste fundamentul proterozoic superior—cambrian inferior (formațiunea șisturilor verzi). Depozitele jurasice mai bine cunoscute în momentul de față formează două zone alungite în direcție NV—SE (Hîrșova—Gălbiori și Mireasa—Ovidiu) care, din punct de vedere structural, corespund unor sinclinale largi, complicate de cîteva slabe ondulații anticlinale și sinclinale secundare. Formațiunile calcaroase organogene sînt dezvoltate cu precădere în neojurasic (oxfordian și kimmeridgian inferior) și se dispun pe un substrat diferit, ca litologie și vîrstă, de la regiune la regiune. Sub controlul factorilor mediului fizico-chimic și biologic, aceste formațiuni calcaroase s-au dezvoltat în cele mai variate tipuri morfologice : biostrome, bioherme de dimensiuni variate, complexe biohermice, cu toată gama de faciesuri lito- și paleontologice asociate.

Deoarece terminologia legată de formațiunile de origine biogenă, denumite în general „recifale", a dat loc la interpretări diferite, considerăm necesar să reamintim sumar semnificația principalelor denumiri. Termenul cel mai des întrebuințat — *recif* —, cuvînt de origine arabă, desemnează o masă calcaroasă, de origine biogenă, capabilă să se ridice deasupra nivelului stratelor înconjurătoare, atingînd, în timpul formării, nivelul refluxului. Un recif are dimensiuni suficient de mari ca să influențeze sedimentarea pe o zonă considerabilă în jurul lui.

Biohermul este un corp carbonatat, fosil, de origine organogenă, masiv, reliefat față de depozitele înconjurătoare (care au o litologie diferită), de dimensiuni variabile (de la mai puțin de 1 m pînă la zeci sau chiar sute de m). Ținînd seama de aceste caractere, așa cum relevă E. R. C u m i n g s (1932), orice recif este un bioherm, dar nu orice bioherm este un recif.

Prin *banc* se înțelege un depozit calcaros format prin acumularea scheletelor organismelor care nu au potențialul ecologic de a construi o structură capabilă să reziste acțiunii valurilor (K. H. W o l f, 1967). După J. A l l o i t e a u (1959), partea superioară a bancului nu poate să se ridice pînă în zona de turbulență, iar pierderile de $CaCO_3$, datorită distrugerii de către agenții fizici, nu pot fi recuperate ; în felul acesta influența asupra sedimentării în ariile limitrofe este redusă.

Biostromul reprezintă o structură stratificată sau masivă care constă și este construită preponderent din organisme sedentare (corali, briozoare, moluște etc.) ; biostromul nu se reliefează sub formă de lentilă sau colină peste nivelul stratelor înconjurătoare (K. H. W o l f, 1967).

---

[5] A. D r ă g ă n e s c u (1970), *Studiul neojurasicului din sinclinalul Casimcea (sectorul Piatra — Tașaul — Capul Midia)*, tema 69/1970, arh. Inst. geol.

[6] A. D r ă g ă n e s c u (1971), *Stabilirea etaloanelor microfaciale ale calcarelor neojurasice din Dobrogea centrală ca bază de studiere a forajelor din Platforma Moesică. Sinclinalul Casimcei — Sector V. Sîrtorman—Capul Midia*, tema 166, arh. Inst. geol.

Autorul citat subliniază că „bioherm" şi „biostrom" sînt termeni descriptivi morfologic-stratigrafici (indică forma structurilor calcaroase), în timp ce „recif" şi „banc" — termeni genetic-stratigrafici — denotă originea structurilor.

Un agregat care cuprinde reciful propriu-zis şi depozitele formate în faţa lui (fore-reef), în spatele lui (back-reef) şi între recifi (inter-reef) a fost denumit *complex recifal* (H. F. Nelson, C. W. Brown şi J. H. Brineman, 1962, după Chilingar şi colab., 1967). O formaţiune similară fosilă care include atît partea de bioherm, cît şi tot ansamblul care însoţeşte dezvoltarea lui (trena de formaţiuni calcaroase detritice şi partea lagunară reprezentată prin calcare microdetritice) este considerată de V. M. Mihailova (1968) un *masiv recifal* sau, în cazul lipsei de dovezi a naturii recifale, *masiv biohermic*. Autoarea admite că termenul „recif" se întrebuinţează în sens geografic şi paleogeografic; admite, ca şi Cumings, că un recif include obligatoriu un bioherm.

Pentru masivele calcaroase vechi, intens diagenizate, este dificil de demonstrat nu numai dacă ele reprezintă un bioherm sau un recif, ci chiar originea lor organogenă. De aceea, aşa cum relevă G. Lucas (1970), aproape automat, condiţiile foarte precise ale genezei recifilor coraligeni, ca şi denumirea sînt aplicate fără discernămînt la alte tipuri de formaţiuni construite. J. Alloiteau (1959) indică o serie de factori care pot defini un recif: morfologia; originea biogenă; posibilitatea asociaţiilor constructoare de a-şi forma substratul şi de a creşte astfel ca diferenţa dintre producţia de material şi alterarea sau distrugerea lui să fie pozitivă; condiţiile de mediu cu care trebuie să se acorde asociaţiile constructoare (batimetrie, salinitate, temperatură, oxigenare, curenţi marini, turbulenţă etc.); sedimentare, subsidenţă.

Examinînd din acest punct de vedere formaţiunile organogene din Dobrogea centrală constatăm că nu putem aplica denumirea de recif tuturor depozitelor carbonatate masive, chiar dacă originea organogenă a unora din ele este evidentă. Multe dintre acestea sînt bancuri groase, altele bioherme sau ghirlande de mici bioherme legate prin depozite bioclastice interbiohermale, ajungînd în acest fel biostrome, altele ar putea fi clasate ca masive biohermice.

În Dobrogea centrală există trei tipuri principale formate preponderent pe seama acumulării scheletelor organismelor: calcare cu echinoderme (encrinite), calcare cu spongieri şi calcare cu corali. Denumirea exprimă predominarea uneia din aceste trei grupe de organisme, dar nu exclude prezenţa altora care au un rol subordonat (alge, briozoare, moluşte etc.). Constatăm, în plus, că organismele preferenţiale ale unui tip se regăsesc ca elemente accesorii în celelalte tipuri: crinoidele în calcarele cu corali sau cu spongieri, spongierii în calcarele coraligene. Mai rar se întîlneşte tipul poliorganogen: cu corali, alge, foraminifere, briozoare, moluşte şi echinoderme.

Calcarele cu crinoide (encrinitele) reprezintă o formaţiune bioacumulată (resturile scheletice ale organismelor, iniţial fixate, au fost detaşate şi transportate), care se întîlneşte totdeauna sub formă de bancuri. Crinoidele nu sînt organisme constructoare, dar, prin volumul acumulat, pot reprezenta de fapt masa principală a depozitului. Astfel de calcare cu aglomerări de entroce de crinoide se întîlnesc în numeroase puncte din partea vestică şi estică a Dobrogii centrale, fiind cantonate în callovianul mediu-oxfordianul inferior (M. Chiriac. A. Perianu, A. Ceh-

larov, 1959[7]; Aurelia Bărbulescu, 1969 *a* şi 1970 *a*[8]; A. Drăgănescu, 1970[9] şi 1971[10]).

Calcarele cu spongieri reprezintă cel mai răspîndit facies organogen din Dobrogea centrală, dar, din motive pe care le vom expune mai jos, adevărata lor extindere areală a fost abia de curînd precizată. În partea vestică a Dobrogii centrale formaţiunile cu spongieri se întîlnesc în malul

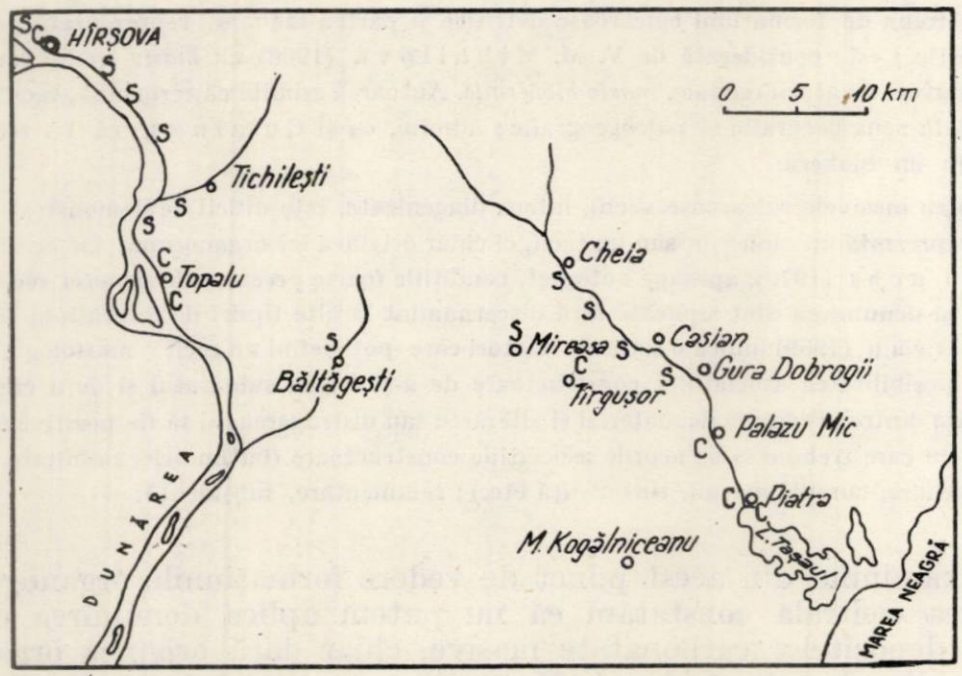


Fig. 1. — Localizarea principalelor aflorimente de calcare organogene din Dobrogea centrală.
s = Calcare cu spongieri; c = calcare coraligene.

Dunării începînd de la nord de Hîrşova (dealul Baroi), cu unele întreruperi, pînă la sud de Ghindăreşti. La sud de această localitate calcarele cu spongieri reapar în marginea nordică a ostrovului Atîrnaţi (Veriga), pe valea Cechirgeaua (versantul drept, aproape de confluenţa cu privalul Veriga) şi pe malul privalului Veriga (între valea Cechirgeaua şi valea Scrofeni). În sinclinalul Casimcea, calcarele cu spongieri sînt dezvoltate mai ales pe flancul de NE, în zona cuprinsă între Cheia la nord şi Gura Dobrogii la sud; pe flancul de SV se întîlnesc mai ales în sectorul Mireasa, văile Gura Dobrogii, V Sîrtorman (fig. 1).

În zonele amintite, formaţiunile bioconstruite cu spongieri se prezintă sub forma de biostrome, bioherme sau de masive biohermice. Depozitele bioacumulate formează bancuri de grosime variabilă, dezvoltate înainte de instalarea biohermelor sau la periferia acestora (fig. 2). Morfologic, biohermele apar ca turnuri ruiniforme, înalte, masive, sau coloane cilindrice zvelte (fig. 3); mai rar se întîlneşte forma de lentilă sau de mase

[7] *Op. cit.*
[8] *Op. cit.*
[9] *Op. cit.*
[10] *Op. cit.*

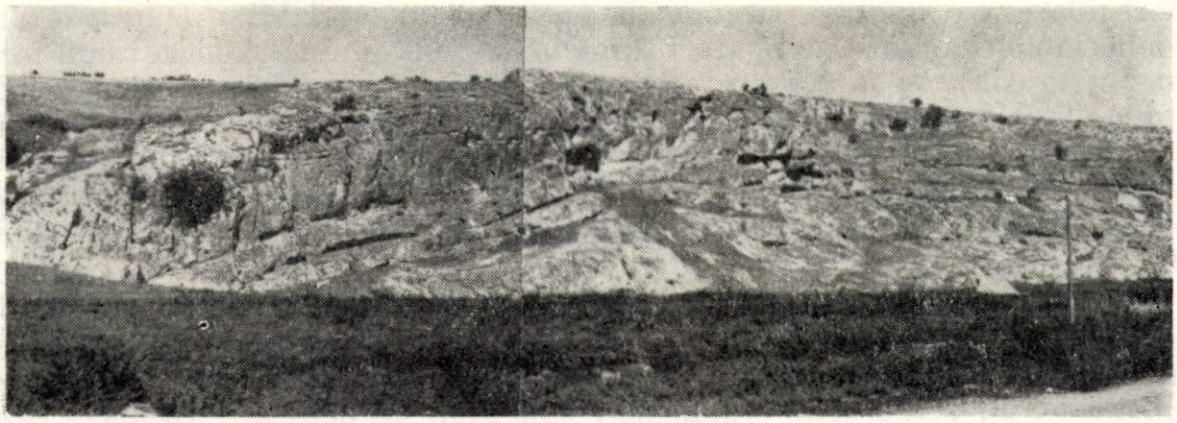


Fig. 2. — Calcare în bancuri groase şi bioherme de spongieri ; oxfordian ; valea Canara — Cheia.

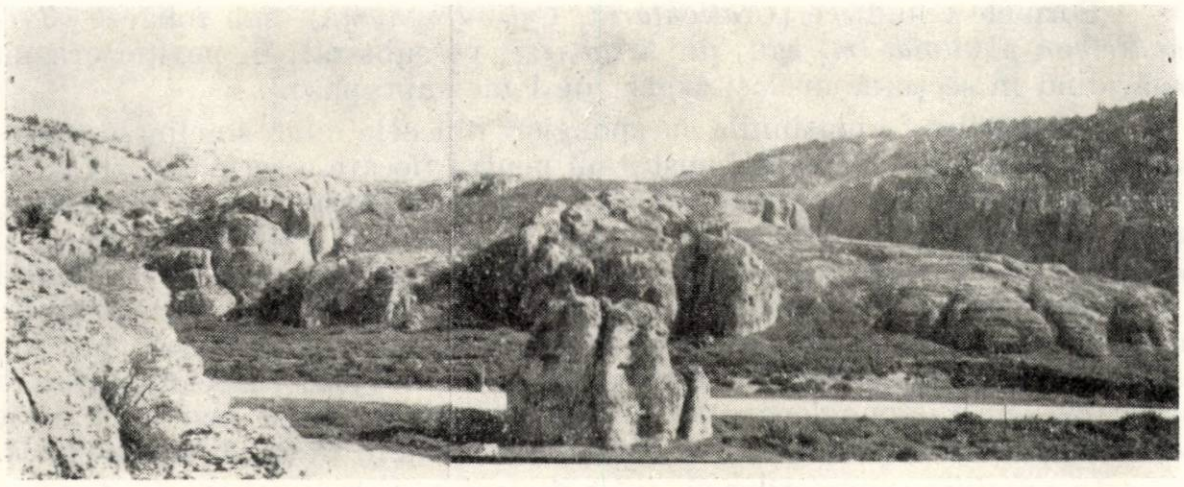


Fig. 3. — Bioherme de spongieri puse în evidenţă prin fenomenul de eroziune diferenţială ; valea Canara — Cheia.

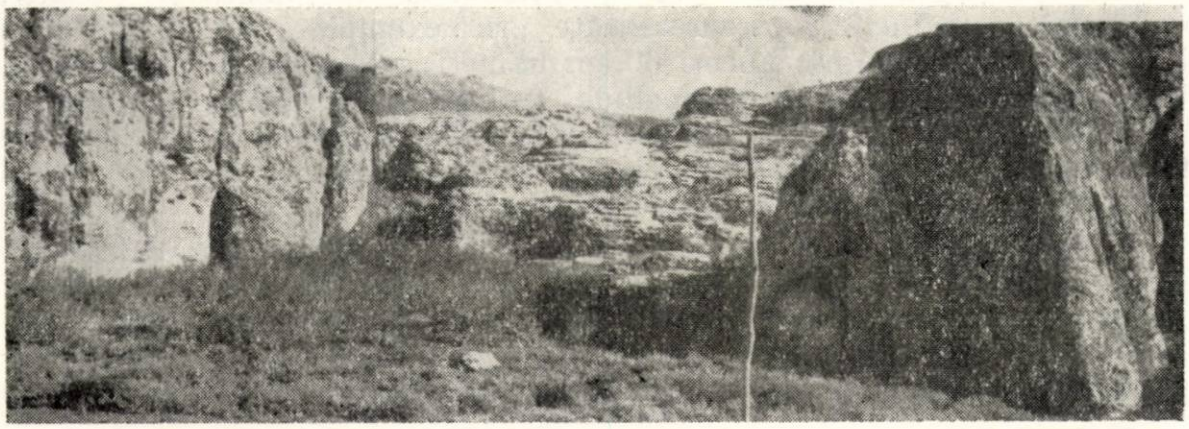


Fig. 4. — Relaţii între calcarele stratificate şi biohermele de spongieri ; oxfordian, valea Canara — Cheia.

neregulate cu apofize laterale de dimensiuni variabile. Dimensiunile biohermelor variază ; se poate ajunge la peste 25 m înălţime în cazul formelor de coloane, sau la peste 50 m lungime atunci cînd structurile sînt joase. Trecerea de la calcarele masive ale biohermelor la calcarele stratificate înconjurătoare se face uneori destul de brusc, după cum se poate observa în unele puncte din valea Cechirgeaua (nord de Topalu) sau pe valea Canara — Cheia, valea Gura Dobrogii şi afluenţii ei, valea Casimcei etc. (fig. 4).

Aşa cum am remarcat recent (Aurelia Bărbulescu, 1970 *b*)[11], de cele mai multe ori calcarele biohermelor sînt intens diagenizate, datorită caracterului poros al organismelor constituente, sînt dure, intens silicifiate, iar structurile organogene sînt greu de deosebit. În acest caz, spongierii (întregi sau fragmente) se evidenţiază ca zone cu o structură şi o coloraţie diferită de cea a rocii care îi include ; de cele mai multe ori apar ca lame paralele, aproape orizontale, oblice sau ondulate, aspect determinat de frecvenţa mare a formelor aplatisate, care se suprapun, reprezentînd generaţii succesive.

Formele cilindrice (*Craticularia*, *Cylindrophyma*) sau foliacee (*Tremadictyon phylloideum*) cad, după moarte, pe substrat, în poziţie orizontală, dînd în secţiune acelaşi aspect de lame suprapuse.

Comparînd formaţiunile cu spongieri din cele două sinclinale alăturate din Dobrogea centrală, constatăm pentru fiecare o serie de particularităţi deosebite, dar şi unele caractere comune. Astfel, dacă ne referim la faună, constatăm că în zona vestică, în special în văile Cechirgeaua şi Veriga (N de Topalu), asociaţiile sînt mult mai variate decît în sinclinalul Casimcea ; spongierii silicioşi se caracterizează prin dimensiuni de multe ori enorme şi prin predominanţa formelor alungite şi globuloase, în timp ce în Casimcea predomină tipurile aplatisate, conice joase, asociate cu forme lamelare. Dintre spongierii calcaroşi, de dimensiuni mult mai mici decît cei silicioşi, se remarcă, prin frecvenţă şi dimensiuni, *Peronidella cylindrica*.

În preajma spongierilor au trăit şi alte animale benthonice : foraminifere, briozoare şi brahiopode, diferite lamelibranhiate, echinoderme (echinide regulate şi crinoide) ; fauna nectonică, reprezentată prin nautiloidee, amoniţi şi belemniţi, provine mai ales din calcarele stratificate situate între biohermele din partea vestică a Dobrogii centrale (Hîrşova şi valea Cechirgeaua), unde este excepţional de abundentă şi variată ; predomină perisfinctidele, reprezentate prin exemplare de *Arisphinctes* şi *Decipia*, care depăşesc uneori 60 cm diametru. Acestora li se asociază, subordonat, aspidoceratide şi opeliide. În sinclinalul Casimcea, amoniţii din depozitele cu spongieri sînt rari, mai puţin variaţi generic şi specific (predomină însă tot perisfinctidele şi aspidoceratidele), au în general dimensiuni mici şi o stare de conservare nu prea bună.

Dacă din punct de vedere paleontologic formaţiunile calcaroase cu spongieri din sinclinalul Casimcea sînt mai puţin interesante, ele atrag în mod deosebit atenţia prin formele de eroziune spectaculoase din văile Canara — Cheia, Casimcea şi Gura Dobrogii. O reţea deasă de torenţi, afluenţi de dreapta ai Casimcei, favorizează observaţiile, iar căile de comuni-

[11] *Op. cit.*

cație foarte bune (șosea asfaltată de la Mihail Kogălniceanu la Cheia) ușurează accesul în acest sector.

În valea Canara—Cheia, ca și în alte puncte din Dobrogea centrală unde apar calcarele cu spongieri, eroziunea diferențială care a respectat construcțiile masive de spongieri, mai intens diagenizate, recristalizate, dure, a îndepărtat calcarele bioclastice interbiohermale, mai puțin rezistente. Biohermele au rămas în relief, sub forma unor turnuri, coloane, ziduri de cetăți ruiniforme etc., de multe ori dispuse în semicerc, sau formînd structuri cu secțiune transversală circulară, cu un gol central. Acest caracter al formelor de eroziune a făcut pe unii cercetători să le considere resturi ale unor atoli coraligeni. Așa cum am remarcat recent, în valea Casimcei, în acest sector, nu se poate pune în evidență prezența coralilor, în schimb spongierii sînt foarte frecvenți și pot fi observați în zonele unde diageneza, mai puțin avansată, nu a șters total structurile organismelor inițiale. Construcții de același tip, caracterizate printr-o mare abundență a spongierilor și a algelor, au fost descrise din partea sud-estică a sinclinalului Casimcea, unde, după A. D r ă g ă n e s c u (1971)[12], afectează frecvent forma de atoli.

Concluzii asupra vîrstei formațiunilor cu spongieri. Biofaciesul cu spongieri, reprezentat prin structuri diverse (bancuri, bistrome și bioherme) se instalează în Dobrogea centrală începînd din oxfordianul inferior. Această vîrstă este dovedită de prezența amonitului *Parawedekindia arduennense* (d'Orb.), caracteristic pentru oxfordianul inferior, menționat de I. S i m i o n e s c u (1910 *b*) în dealul Baroi, la nord de Hîrșova, și de autoare în valea Casimcea, la sud de Cheia. Dezvoltarea calcarelor cu spongieri se continuă pînă în oxfordianul superior — zona *bimammatum*. În sinclinalul Casimcea, amoniți caracteristici pentru oxfordianul mediu și superior (zonele *plicatilis*, *transversarium*, *bimammatum*) au fost menționați de D. P a t r u l i u s și T r. O r g h i d a n (1964), A. D r ă g ă n e s c u (1970)[13] și A u r e l i a B ă r b u l e s c u (1970)[14]. Din partea vestică a Dobrogii centrale se cunoaște o bogată faună de amoniți, caracteristică mai ales pentru zonele *transversarium* și *bimammatum* (I. S i m i o n e s c u, 1910 *b*; A u r e l i a B ă r b u l e s c u, 1969 *d*).

Prin tipurile morfologice, faune, vîrstă, chiar prin formele de eroziune, formațiunile cu spongieri din Dobrogea centrală se aseamănă cu cele din bazinele epicontinentale clasice; bazinul polonez, bazinul Franco-Suab, Jura, bazinul parisian, bazinul Spaniei de est. Dobrogea centrală este singura regiune din țara noastră și printre puținele din Europa unde calcarele cu spongieri au avut o asemenea dezvoltare.

Calcarele coraligene. Biofaciesul coraligen prezintă o dezvoltare mai restrînsă decît cel cu spongieri. În partea vestică a Dobrogii centrale principalele aflorimente se cunosc la nord de Hîrșova, în dealul La Vii și la sud de Hîrșova, în apropiere de comuna Topalu. În sinclinalul Casimcea aflorimentele sînt mai numeroase dar mai puțin favorabile observațiilor, fiind mai mici și situate la distanțe apreciabile unele de altele: pe unii

[12] *Op. cit.*
[13] *Op. cit.*
[14] *Op. cit.*

afluenţi de dreapta ai Casimcei (la SV de Cheia), la nord-est şi est de Tîrguşor, la vest şi sud de Palazu Mic, la vest şi sud-est de Piatra-Taşaul (fig. 1).

Profilul cel mai bine deschis, în care se pot urmări succesiunea nivelelor coraligene, tipurile de construcţii, relaţiile acestora cu rocile înconjurătoare, localizarea faunelor etc., este cel dezvoltat la nord de Topalu, pe malul privalului Veriga, începînd de la confluenţa acestuia cu valea Scrofeni, pînă aproape de Topalu. Aici, în axul unui sinclinal, pe o distanţă de peste 2 km, se succed, de la nord la sud, patru nivele coraligene, separate prin calcare stratificate cu o litologie foarte variată. Fiind incluse în depozite carbonatate, construcţiile coraligene nu se detaşează totdeauna net de depozitele înconjurătoare, încît conturul lor nu este totdeauna uşor de recunoscut. Se poate constata, totuşi, că tipurile de structuri sînt destul de diferite : bancuri groase (fig. 5), lentile alungite, cu baza plată şi partea superioară convexă (fig. 6), nuclee coraligene cu contur aproape sferic (fig. 7) sau bioherme masive, joase, cu baza largă, cu anfractuozităţi, cu treceri treptate la depozitele stratificate adiacente (fig. 8). Cele două nivele coraligene (primul şi al treilea) care se prezintă sub forma de bancuri groase (biostrome) sînt de fapt alcătuite din mai multe unităţi biohermice, legate între ele prin depozite bioclastice. Atît baza, cît şi partea superioară a bancurilor de calcare prezintă neregularităţi frapante ; calcarele coraligene masive se dezvoltă peste suprafaţa neregulată a calcarelor stratificate şi pătrund în excavaţiile acestora, partea superioară a biostromelor fiind mulată de argile sau marne foioase. Aceste două nivele sînt formate din corali rămuroşi ; se întîlnesc colonii cu diametre ce depăşesc uneori 1 m. Li se asociază fauna coralofilă obişnuită : briozoare, brahiopode globuloase, lamelibranhiate şi echinoderme, cantonată în spaţiile dintre colonii, sau sub formă de fragmente de dimensiuni variate în calcarele bioclastice dintre unităţile biohermice. Grosimea acestor biostrome atinge 4—5 m ; ea creşte în porţiunile unde calcarul este alcătuit preponderent din corali în poziţie de creştere, adică acolo unde calcarul este bioconstruit.

Cel de al doilea nivel coraligen este un bioherm poliorganogen. Fauna de corali este foarte variată : se întîlnesc colonii de tip lamelar, dispuse paralel (orizontal sau oblic faţă de substrat), sau sub unghiuri diferite unele faţă de altele. Se asociază colonii masive sau globuloase, rămuroase, ca şi forme solitare de corali, împreună cu o asociaţie variată de foraminifere, spongieri calcaroşi, briozoare şi brahiopode (exemplare mici de *Crania*, sau mari, deformate, de terebratulide), numeroase lamelibranhiate (majoritatea pectinide), echinoderme (peduncule mari de crinoide, numeroase echinide mici, regulate, radiole şi plăci de echinide mari), mici crustacei.

Al patrulea nivel coraligen, cel mai important, cuprinde cea mai variată asociaţie de corali din întreaga regiune a Dobrogii. Faţă de asociaţiile nivelelor precedente se caracterizează prin dezvoltarea mult mai mare pe care o prezintă formele coloniale lamelare şi formele solitare, ultimile atingînd dimensiuni remarcabile în cadrul genurilor *Montlivaltia* şi *Epistreptophyllum*. Se pot recunoaşte aici şi colonii globuloase de astreide, al căror diametru depăşeşte 2 m. Urmărind localizarea faunelor, constatăm cîteva biotopuri mai importante : biotiopul cu corali rămuroşi

Fig. 5. — Biostrom coraligen între două nivele de calcare stratificate; c = calcar coraligen; *1* = loess; oxfordian superior, privalul Veriga, nord de Topalu. Desen de I. Baltac, după o fotografie.

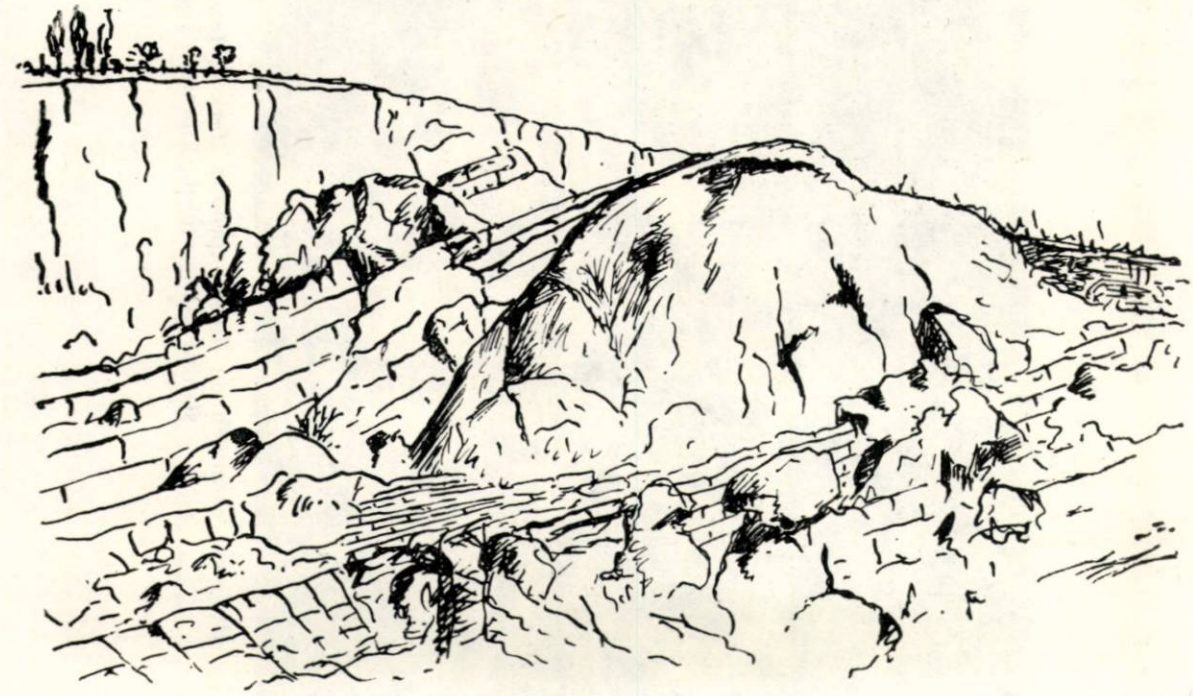


Fig. 6. — Bioherm coraligen în formă de lentilă; kimmeridgian inferior, privalul Veriga, nord de Topalu. Desen de I. Baltac, după o fotografie.

Fig. 7 — Bioherm coraligen de formă aproape sferică; fenomene de tasare diferențială și deformare a stratelor care formează substratul biohermului; kimmeridgianul inferior, privalul Veriga, nord de Topalu.

Fig. 8. — Două nivele coraligene (al doilea şi al treilea) separate prin calcare stratificate; kimmeridgian inferior, privalul Veriga, nord de Topalu. Desen de I. Baltac, după o fotografie.

din extremitatea nordică a complexului biohermic, biotopul cu colonii de corali de tip lamelar, masiv, sferic şi cu lamelibranhiate din regiunea centrală, biotopul cu corali coloniali rămuroşi, corali solitari şi lamelibranhiate, biotopul cu corali, *Diceras*, nerinei şi brahiopode, din extremitatea sudică a complexului coraligen.

Calcarele coraligene sînt separate prin depozite stratificate foarte variate litologic. Trecerile de la calcarele coraligene ale diferitelor nivele menţionate la calcarele stratificate dintre aceste nivele se face brusc; un caracter asemănător are şi schimbarea faunei la trecerea dintre nivelele coraligene şi calcarele stratificate care le separă. Aceste schimbări repetate indică tot atîtea modificări ale vitezei de subsidenţă, care a avut un caracter sacadat, intermitent.

La nord de Hîrşova, în dealul La Vii, se pot recunoaşte cel puţin două nivele coraligene distincte. Primul, puţin dezvoltat, este caracterizat printr-o asociaţie de organisme care cuprinde, afară de coralieri coloniali de tipuri variate, numeroase exemplare de *Diceras* şi alte lamelibranhiate cu cochilia groasă, nerinei mici, brahiopode, echinide, alge. Cel de al doilea nivel, mult mai important, prezintă o distribuţie interesantă a faunei. Nucleul biohermului (înalt de aproape 15 m) este alcătuit preponderent din corali coloniali rămuroşi. Coloniile de *Calamophylliopsis* au ramurile lungi de peste 1,5 m. În spaţiul dintre colonii, sau printre ramurile lungi ale coralilor, se găsesc numeroase exemplare de lamelibranhiate, brahiopode, echinide, mici gasteropode globuloase, mici colonii de hidrozoare. Spre marginea sudică a biohermului, asociaţia este mult mai variată: coralilor cu ramuri lungi li se asociază colonii masive, sferice, forme solitare de *Montlivaltia*, crinoide, spongieri calcaroşi, brahiopode etc. Lateral se trece la calcare bioacumulate, în bancuri groase, în care se regăsesc fragmente din grupele de organisme menţionate în bioherm, alături de exemplare

mici de brahiopode, lamelibranhiate, echinide şi numeroase oncolite. Spre deosebire de periferia sudică, unde tranziţia de la faciesul coraligen la cel stratificat lateral se face treptat, prin intermediul calcarelor bioacumulate, spre marginea nordică se trece brusc la calcare masive, lipsite de faună, şi apoi la calcare coraligene intens diagenizate.

În partea mijlocie şi estică a Dobrogii centrale (sinclinalul Casimcea) cele mai interesante aflorimente sînt cele de la NE de Tîrguşor (cariera situată la 1 300 m nord de gară), la sud de Palazu Mic (carierele din valea Siturman) şi cele de la vest şi sud-est de Piatra — Taşaul.

La Tîrguşor, calcarele coraligene se dispun peste o succesiune de calcare stratificate care cuprind frecvente accidente silicioase (callovian-oxfordian inferior ?). Biohermul coraligen este vizibil în cariera principală pe o lungime de cel puţin 30 m şi o grosime de 8 m. Fauna de corali de aici este foarte puţin variată : cîteva genuri (*Thamnasteria*, *Microsolena*, *Comoseris*) reprezentate printr-un număr redus de specii. Acestor celenterate antozoare li se asociază subordonat lamelibranhiate şi echinide. Coloniile de corali, majoritatea de tip lamelar, au o dispoziţie orizontală şi paralelă evidentă, deci sînt în poziţie normală de creştere.

Aproape identic constituit, dar de dimensiuni mai mari, este şi biohermul coraligen de la sud-vest de Palazu Mic (valea Siturman). Pe lîngă antozoare s-au semnalat aici şi hidrozoare din care a fost identificată specia *Shuqraia heybroeki* Hudson (D. Turnsek şi Aurelia Bărbulescu, 1969). Crinoidele, relativ numeroase, sînt reprezentate prin fragmente ale unor exemplare de dimensiuni mari, de facies recifal ; se poate recunoaşte frecvent partea bazală a tijei cu prelungirile radicelare pentru fixare. Restul faunei asociate se remarcă prin talii mari, valve groase sau ornamentaţie bogată, caractere care după C. Dechaseaux (1936) sînt tipice pentru asociaţiile din biotopul recifal. Şi aici, aşa cum a remarcat recent A. Drăgănescu (1971)[15], algele prezintă o frecvenţă deosebită.

La vest şi sud-est de Piatra — Taşaul asociaţiile sînt mai variate ; în partea de vest a satului sînt caracteristice calcarele masive cu lamelibranhiate mari şi crinoide, în timp ce în carierele de la sud-est de sat se pot separa trei nivele coraligene. Spre deosebire de complexul coraligen de la Topalu, calcarele stratificate care separă nivelele coraligene de la Piatra — Taşaul nu au o grosime importantă. În fauna constructoare predomină şi aici coloniile de corali de tip lamelar asociate cu alge, la care se adaugă hidrozoare, *Diceras*, nerinei, echinoderme etc. Existenţa mai multor nivele coraligene arată că la Piatra — Taşaul, ca şi la Topalu, au avut loc variaţii ale vitezei de subsidenţă care au determinat înlocuirea faciesurilor construite, coraligene, cu depozite stratificate lipsite de corali.

Consideraţii paleoecologice şi paleogeografice. Din examenul repartiţiei lito- şi biofaciesurilor recunoscute pe teritoriul Dobrogii centrale se desprind concluzii interesante cu privire la condiţiile existente în timpul formării depozitelor organogene.

---

[15] *Op. cit.*

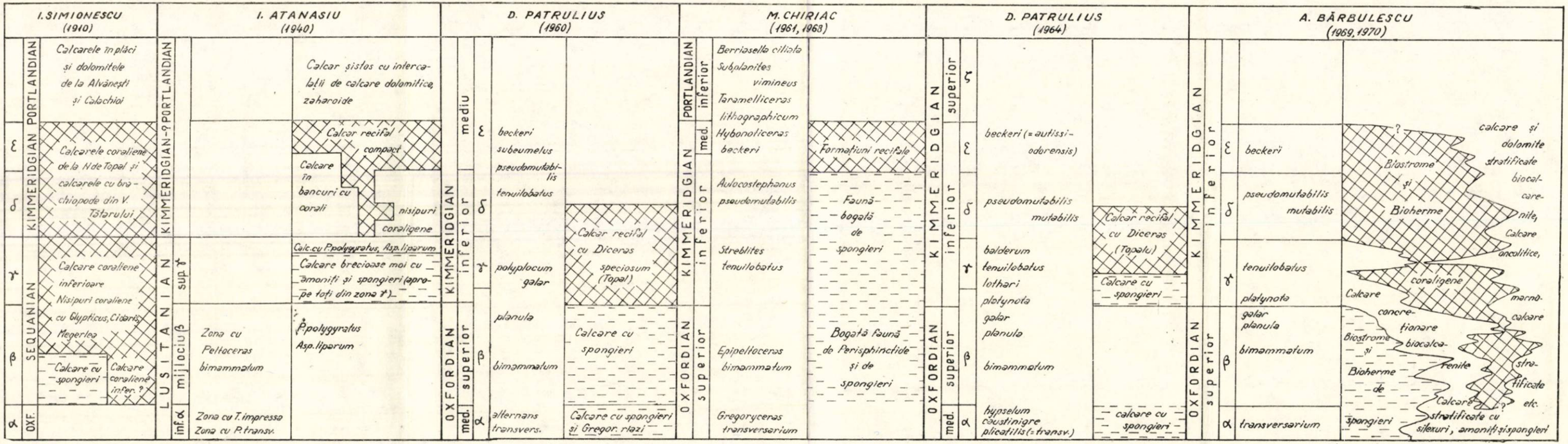
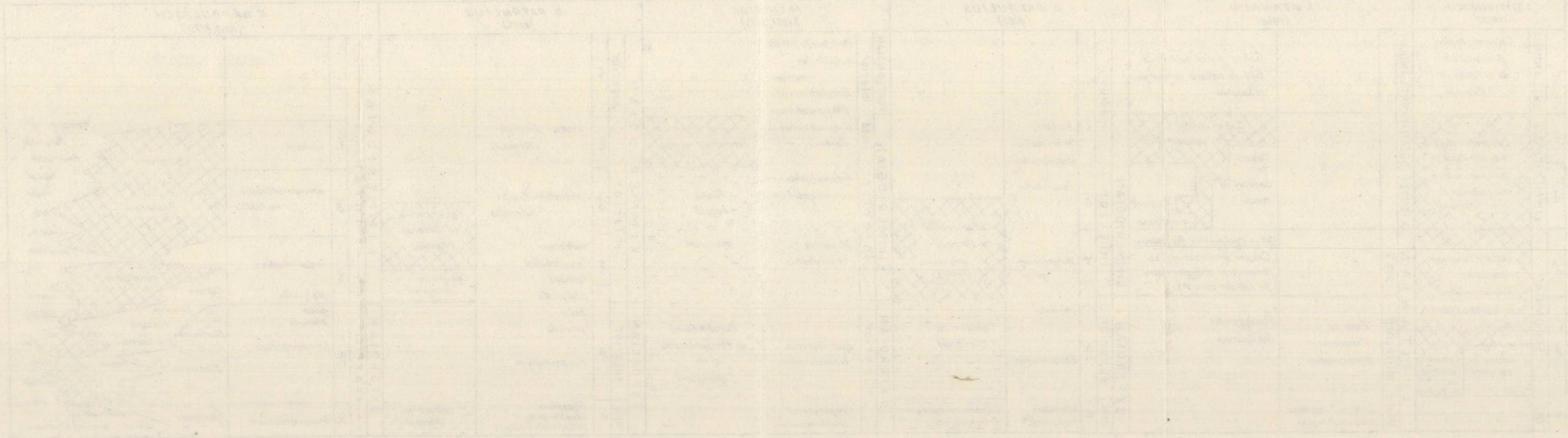


Fig. 9. — Evoluția părerilor asupra virstei calcarelor organogene din Dobrogea centrală.



În bathonianul superior, în momentul în care apele au înaintat dinspre vest (Platforma Moesică) spre est, Dobrogea reprezenta o regiune continentală peneplenizată. Adîncirea bazinului care a ocupat această regiune s-a făcut treptat ; în callovianul superior—oxfordianul inferior apele au acoperit şi ultimele creste ale fundamentului de şisturi verzi care, în decursul doggerului superior, au furnizat o cantitate importantă de material detritic, judecînd după existenţa conglomeratelor, a gresiilor şi a calcarelor grezoase prezente în unele sectoare. O înaintare mai importantă a apelor are loc în timpul oxfordianului. Depozitele oxfordianului inferior-mediu se dispun cu discordanţă paralelă peste diverşi termeni ai doggerului sau chiar direct, transgresiv şi discordant, peste fundamentul proterozoic superior (şisturile verzi). Datorită acestei extinderi a bazinului, începînd din oxfordianul inferior condiţiile de adîncime sînt favorabile instalării faciesului cu spongieri care începe să se dezvolte simultan, în partea vestică şi în cea estică a Dobrogii centrale, pe sectoarele cu ape ceva mai adînci şi, în consecinţă, mai calme.

Valoarea adîncimii iniţiale de instalare a faciesului cu spongieri este apreciată diferit de cercetători. Unii autori admit că acest facies se dezvoltă în ape care depăşesc 100 m (H. Holder, 1964 ; O. F. Geyer, 1969 ; R. Trümpy, 1969 ; B. Ziegler, 1967). După R. Enay (1966) această adîncime nu depăşea 30—40 m. E. Seibold şi I. Seibold (1960) consideră că mările în care prosperau spongierii în jurasicul de tip suab erau calme, lipsite de curenţi puternici de fund, chiar dacă nu erau prea adînci. Pentru valori mici ale adîncimii apelor (sub 10 m) pledează şi abundenţa deosebită a algelor (în special codiacee), puse în evidenţă prin cercetările lui A. Drăgănescu asupra jurasicului din partea estică a Dobrogii centrale, ca şi abundenţa stromatolitelor asociate faciesurilor cu spongieri din vestul Dobrogii centrale.

Pe lîngă faciesul cu spongieri, în funcţie de condiţiile locale de adîncime, puritate, luminozitate, agitaţie etc. se dezvoltă calcare cu corali în ape foarte puţin adînci (zona supratidală), cu amoniţi (la adîncimi cuprinse între 25 şi 40 m), calcare nodulare cu glauconit (în sectoarele în care oxfordianul are caracter transgresiv) etc. În regiunea mijlocie şi estică a Dobrogii centrale, unde apele erau mai puţin adînci decît în zona dinspre Dunăre, instalarea faciesului coraligen s-a făcut ceva mai devreme decît în vest, adică de la începutul oxfordianului superior (fig. 9). Spre sfîrşitul oxfordianului, adîncimea din ce în ce mai mică a apelor devine nefavorabilă dezvoltării spongierilor care, şi în sectorul vestic (Hîrşova—Topalu), cedează locul coralilor. Algele rămîn în continuare deosebit de abundente. Este de presupus că nici după instalarea faciesului coraligen adîncimea apelor nu a fost uniformă şi nici constantă ; existenţa mai multor nivele coraligene, întrerupte de depunerea unor calcare stratificate care cuprind o faună nonmadreporică, indică variaţii ale vitezei de coborîre a fundului bazinului marin. În perioadele în care viteza de subsidenţă depăşea viteza de creştere a organismelor constructoare, acestea erau înlocuite cu o faună de brahiopode şi moluşte. Viteza de sedimentare a avut , ca şi viteza de subsidenţă, oscilaţii importante. Existenţa jointurilor argiloase care separă bancurile de calcare stratificate, suprafeţele neregulate ale părţii superioare a biostromelor coraligene sau a crestelor biohermelor,

marchează perioadele de încetinire și, poate, chiar de întrerupere a sedimentării în unele momente, pe anumite sectoare.

Construcțiile coraligene, cu excepția celor care alcătuiesc cel de al patrulea nivel coraligen de la Topalu, sînt în general biostrome sau bioherme de dimensiuni mici. Ele reprezintă formațiuni dezvoltate pe marginea unei platforme epicontinentale, în ape calde și foarte puțin adînci, cu aport aproape nul de material terigen, în condiții de subsidență slabă și întreruptă. Urmărite la vest de Dunăre, depozitele zoogene de mică adîncime dezvoltate în Dobrogea trec lateral spre depozite din ce în ce mai fine, mai groase și mai uniforme (S. A n t o n, 1963)[16]. Această situație indică pentru neojurasic o creștere gradată a adîncimii apelor de la est către vest; teritoriul exondat se afla în acest timp spre nord-est, în Dobrogea de nord.

În kimmeridgianul inferior, condițiile rămîn favorabile dezvoltării faciesului coraligen numai în partea vestică a Dobrogii centrale (zona Hîrșova — Topalu), unde se realizează cel mai important episod coraligen; calcarele coraligene formau o creastă orientată aproximativ nord—sud care a determinat, după A. D r ă g ă n e s c u (1971)[17], instalarea unor condiții de lagună, în spatele acestei creste, în zona estică.

Sedimentarea jurasicului se încheie și în regiunea vestică în kimmeridgianul mediu-superior, după acumularea unor depozite calcaroase pelitice stratificate, în alternanță cu dolomite. Noi reveniri ale apelor au avut loc, pentru scurt timp, în cretacicul mediu și superior, după care regiunea s-a exondat definitiv.

THE UPPER-JURASSIC "REEFS" FROM CENTRAL DOBROGEA

SUMMARY

In Central Dobrogea there are three types of limestones built up at the expense of the accumulation of skeletal remains of crinoidea — sponges — and corals; these types mark a sequence starting from the Upper Callovian. The limestones containing corals and sponges may also display a heteropical isochronous facies at the level of the Upper Oxfordian.

In this paper there are indicated the location, the types of the biogene-built formations, the paleontological associations and the age of the facies with sponges and corals.

The sponges facies (bioherms, biostroms and bioclastical deposits) is the most widespread organogenous facies from Central Dobrogea. The emplacement of this facies starts in the Hîrșova — Topalu zone as well as in the Casimcea zone in Lower Oxfordian (as indicated by the presence of the ammonite *Parawedekindia arduennense*) and continues during the whole Oxfordian.

Coralline limestones are extending over smaller areas. The most typical outcrops are at the N of Hîrșova, N of Topalu, SW of Palazu

[16] *Op. cit.*
[17] *Op. cit.*

Mic, SE of Piatra — Taşaul, and seem to be located in the Upper Oxfordian and Lower Kimmeridge. In the Casimcea area they are characterized by associations of corals less varied than those from the Topalu zone; the colonial lamellar type associated with common coralophyle organisms is predominating.

BIBLIOGRAFIE

Alloiteau J. (1959), *Introduction à la séance spécialisée sur les milieux récifaux*, B.S.G. Fr. Paris. **I**, *7*, 335—336.

Anastasiu V. (1898), *Contribution à l'étude géologique de la Dobrogea*, Thèse, p. 1—131, Paris.

Antonescu C. S. (1929), *Spongieri jurasici din Dobrogea*, Mem. Secţ. şt. Acad. Rom., Seria a III-a, **V**, mem. 12, 1—14.

Atanasiu I. (1940), *Privire generală asupra geologiei Dobrogei*, Lucr. Soc. geogr. D. Cantemir, Iaşi.

Bărbulescu Aurelia (1969 *a*), *Les faciès du Jurassique dans la partie ouest de la Dobrogea centrale (Roumanie)*, An. Inst. Geol. Publ. Hung., Budapesta, **LIV**, *2*, 225—232.

— (1969 *b*), *Briozoarele neojurasice de la Topalu (Dobrogea centrală)*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria. geologie, **14**, *1*, 225—238.

— (1969 *c*), *Asupra prezenţei genurilor Idoceras şi Sutneria în Dobrogea centrală*, Bul. Soc. şt. geol. din R. S. România, **XI**, 322—325.

Bărbulescu Aurelia, Neagu Th. (1970), *Los foraminiferos neojurasicos de Topalu (Dobrogea central, Rumania)*, Rev. Espan. Micropal., Madrid. **II**, *2*, 105—116.

Cardaş A. (1907 *a*), *Note sur quelques Echinodermes de la région jurassique de Hîrşova-Topal (Dobrogea)*, Ann. Sc. Univ. Iassy, *III*, fasc. 3—4, 173—182.

— (1907 *b*), *Note sur les bivalves trouvées dans l'Oxfordien de Hîrşova — Topal (Dobrogea)*, Ann. Sc. Univ. Iassy, **IV**, fasc. 3—4, 235—243.

Chilingar G. V., Bissel H. J., Wolf K. H. (1967), *Diagenesis of carbonate rocks. Diagenesis in sediments*, Developm. in Sedim. Amsterdam, **8**.

Chiriac M. (1961), *În Ghidul excursiilor, D. Dobrogea*, Congr. V, Asoc. geol. carp.-Balc., 37—52.

— (1968), *Nota explicativă la harta geologică a R.S.R.* sc. 1 : 200 000, foaia Constanţa, Com. Stat. Geol., Inst. geol., p. 144.

Chiriac M., Lăcătuşu A. (1964), *Contribuţii la cunoaşterea şisturilor verzi din partea sudică a Dobrogei centrale*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **9**, *2*. 277—295.

Cumings E. R. (1932), *Reef or bioherms?*, G. Soc. Amer. Bull., *1*, 331—362.

Dechaseaux C. (1936), *Pectinides jurassiques de l'Est du Bassin de Paris*. Ann. Paléont., Paris, *25*, 1—148.

Enay R. (1966), *L'Oxfordien dans la moitié sud du Jura français. Étude stratigraphique*, Nouv. Arch. Muséum d'Hist. Nat., Lyon, fasc. VIII, **I**, 1—323.

Freneix S. (1959), *Remarques sur les faunes de lamellibranches des milieux récifaux mésozoïques (Rudistes exceptés)*, B. S.G. Fr., Paris, (7), **I**, *4*, 411—414.

Geyer O. F. (1969), *Stratigraphie und Fazies im Mediterranen (subbetischen) und submediterranen (keltiberisch-präbetischen) Jura Spaniens*, Ann. Inst. Geol. Publ. Hung. Budapesta, **LIV**, fsc. 2. 215—217.

Halam A. (1969), *Evaluation of bathimetric criteria for the Mediterranean Jurassic*, Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., Budapesta, **LIV**, fasc. 2, 63—69.

Holder H. (1964), *Der Jura*, Handb. Stratigr. Geol., Stuttgart, *4*.

Lucas G. (1970), *Formations construites. Essai de classification et d'interprétation*, C. R. Acad. Sc., Paris, **270**, 1417—1420, Sér. D.

Macovei G. (1907), *Sur quelques Brachiopodes jurassiques de la région Hîrşova—Topalu (Dobrogea)*, Ann. Sc. Univ. Iassy, **IV**, *3—4*, p. 1—8.

Mihailova M. V. (1968), *Bioghermovîe massivî v verhneiurskih otlojeniiah gornogo Krîma i severnogo Kavkaza. Iskopaemîe rifî i metod ih izuceniia*, Tr. tret. paleoekologo-litolog. sesii, Moscova, p. 196—209.

Orghidan N. (1962—1963), *Bazinul văii Casimcea. Observaţii geomorfologice*, Lucr. Inst. speol. „Emil Racoviţă", **I—II**, 209—227.

Patrulius D. (1960), *Le Mésozoïque du Massif mœsien dans le cadre de la Plaine roumaine et de la Dobrogea centrale et méridionale*, Ann. Inst. Geol. Publici Hung., Budapesta, **XLIX**, *1*.

PATRULIUS D., ORGHIDAN TR. (1964), *Contribuţii la studiul faunei neojurasice din valea Casimcea (Dobrogea centrală)*, Lucr. Inst. speol. „Emil Racoviţă", **III**.

SEIBOLD E., SEIBOLD I. (1960), *Foraminifers in sponge bioherms and bedded limestones of the Malm, South Germany*, Micropaleontology, New York, 6/3, 301–306.

SIMIONESCU I. (1907), *Studii geologice şi paleontologice din Dobrogea. I. Fauna Cephalopodelor de la Hîrşova*, Public. Fond. „V. Adamachi", Bucureşti, **IV**, 1–97.

— (1910 *a*), *Studii geologice şi paleontologice din Dobrogea. II. Lamellibranchiatele, Gasteropodele, Brachiopodele şi Echinodermele din păturile jurasice de la Hîrşova*, Public. Fond. „V. Adamachi", **IV**, Bucureşti, 1–109.

— (1910 *b*), *Straturile jurasice dintre Hîrşova şi Boasgic.*, An. Inst. geol. Rom., **III**/1, p. 1–35.

TRÜMPY R. (1969), *Sur le jurassique de la zone helvétique en Suisse*, Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., Budapesta, **LIV**, fasc. 2, 369–382.

TURNSEK D., BĂRBULESCU A. (1969), *Upper Jurassic Hydrozoa in Central Dobrogea (Romania)*, Geologija, **12**, Ljubljana, 73–84.

WELLS W. J. (1967), *Coral Reefs*, Geol. Soc. Amer. New York, Mem. 67, 1, 609–631.

WOLF K. (1966–1967), *Descriptive, morphologic-stratigraphic structures*, Sedim. Petrology, Oregon State University.

ZIEGLER B. (1967), *Ammonites Ökologie am Beispiel des Oberjura*, Geol. Rdsch., **56**, 439–464.

Primit în redacţie la 4 octombrie 1971

Facultatea de geologie-geografie a Universităţii Bucureşti

CONTRIBUȚII LA STUDIUL FAUNEI DE MACROFORAMINIFERE EOCENE DE LA TOHANU NOU (ȚARA BÎRSEI)

DE

EUGENIA MANOLIU

55(05)

Depozitele eocene din împrejurimile localității Tohanu Nou (Țara Bîrsei) sînt cunoscute de mult. Fr. Herbich (1878) menționează conglomeratele eocene dintre Tohanu Nou, Predeal și Zărnești. E. Jekelius (1926 și 1938) stabilește că gresiile, conglomeratele și calcarele cu numuliți din partea de nord a Tohanului Nou, din valea Turcului și din patul văii Poarta, aparțin eocenului mediu, pe baza numuliților nedeterminați specific și a unei asociații de viermi, moluște, echinoderme și dinți de pești. În anul 1961, într-o notă preliminară asupra orizontării cretacicului și paleogenului din regiunea Tohan, am ajuns la concluzia că cel puțin o parte a eocenului în facies neritic din regiunea Tohanu Nou—Predeal—Bran aparține lutețianului inferior. Această părere ne-a fost confirmată de prezența următoarelor specii de numuliți : *Nummulites distans* Deshayes, *N. partschi* de la Harpe, *N. atacicus* Leymerie, *N. millecaput* Boubée. Ileana Popescu (1963)[1] făcînd cercetări geologice în regiune, se rezumă, în special, la descrieri litostratigrafice. Astfel arată următoarea succesiune (versantul estic al dealului Muscelului) : argile cenușii nisipoase cu intercalații de gresii micafere, gresii cenușii foarte dure, calcare luteține cu numuliți, acoperite de calcare nisipoase gălbui-ruginii și cenușii-negricioase cu paiete de mică. I. Z. Barbu, studiind asociațiile de microfaună eocenă din diferite regiuni ale țării, face în 1966 considerații și asupra vîrstei depozitelor paleogene de la Tohanu Nou. Pe baza unui bogat material micropaleontologic colectat dintr-o serie de marne grezoase din partea inferioară a eocenului de la Tohan, autorul ajunge la concluzia că în aceste marne se găsește un amestec de microfaună eocenă cu microfaună remaniată, tipic maestrichțiană, cu observația că fauna eocenă care abundă este reprezentată și prin numuliți și orbitoclipeide (asterocicline).

[1] Ileana Popescu (1963), *Cercetări, revizuiri și coordonări în cuprinsul foii Zărnești*, raport, nr. 753/1963., arh. M.M.P.G.

I. Z. Barbu regăseşte speciile de numuliţi menţionate de noi în 1961 : *N. distans*, *N. atacicus*, la care se adaugă *N. variolarius* Lamarck, *N. praemurchinsoni* Nemkov şi Vashatova. Pe baza asociaţiei citate autorul atribuie vîrsta luteţiană depozitelor din care a colectat.

Deoarece în ultima vreme noi am colectat de la Tohanu Nou o bogată asociaţie de macroforaminifere în care predomină numuliţii şi asilinele şi cunoscînd importanţa acestora în analizele biostratigrafice, am considerat util să revizuim fauna colectată în 1961 şi să facem un studiu detaliat asupra întregii asociaţii, mai cu seamă că această macrofaună nu a fost pînă în prezent descrisă şi figurată. În afară de aceasta, bazaţi şi pe faptul că pentru alte regiuni din ţara noastră, cu ajutorul macroforaminiferelor s-au făcut paralelizări cu bazinele clasice ale paleogenului, stabilindu-se legături paleogeografice (Niţa Tătărîm, 1964; Gh. Bombiţă, 1963; L. Ionesi, 1963), am considerat necesar ca, prin lucrarea de faţă, să aducem precizări în ceea ce priveşte vîrsta depozitelor eocene din Ţara Bîrsei şi să încercăm stabilirea relaţiilor lor paleogeografice cu cele din alte bazine.

Aşa cum am arătat în lucrările noastre anterioare (1961 şi 1969), depozitele eocene din regiunea Tohan apar în umplutura unui sinclinal, orientat NE—SV, denumit de noi sinclinalul Tohan. El prezintă un facies neritic marginal, cu caracter epicontinental, şi este constituit din conglomerate poligene, marne cenuşii micafere cu intercalaţii de gresii grosiere, peste care stau calcare compacte şi calcare nisipoase gălbui. Asociaţiile de macroforaminifere sînt cantonate în conglomerate, marne, gresii, dar mai ales în calcare.

Fauna pe care o prezentăm în această lucrare a fost colectată din flancul de nord-vest al sinclinalului, pe malul stîng al pîrîului Turculuí, în capătul de nord-vest al localităţii Tohanu Nou. Din această asociaţie pînă în prezent am identificat : *Nummulites distans* Desh., *N. partschi* de la Harpe, *N. atacicus* Leym., *N.* aff. *laevigatus* Brug., *N. gallensis* Heim., *N. irregularis* Desh., *N. murchisoni* Rütim., *N. rotularius* Desh. *N. globulus* Leym., *N.* aff. *nitidus* de la Harpe, *Nummulites* sp., *Assilina exponens* Sow., *A.* aff. *spira* Roissy, *A. laxispira* de la Harpe, *Operculina ammonea* Leym., *O.* aff. *alpina* Douv., *Asterocyclina* sp., *Discocyclina* sp., *Actynociclina* sp.

Menţionăm că primele trei specii de numuliţi au fost citate de noi în anul 1961, celelalte fiind pentru prima dată găsite în regiune. Această asociaţie este caracteristică luteţianului inferior din bazinele paleogene europene, fapt ce rezultă clar din lucrările publicate cu ocazia colocviului eocenului, 1968 (Blondeau, Dudich, Nemkov, Schaub. etc.). Şi în ţara noastră au fost găsite în unele regiuni macroforaminifere, pe baza cărora s-au precizat subdiviziunile luteţianului, în formaţiuni atribuite anterior eocenului mediu în general (luteţian).

Astfel, G. Bombiţă (1963) menţionează prezenţa luteţianului inferior în Dobrogea de sud, la Cetatea (Azarlîc), pe baza numuliţilor : *N. distans*, *N. atacicus*, *N. rotularius*, *N. murchisoni*, *Assilina exponens* etc. Prezenţa luteţianului inferior este dovedită la Albeşti prin : *N. murchisoni*, *N. distans*, *Assilina exponens*. etc. Pentru Bazinul Transilvaniei, acelaşi autor arată echivalenţa depozitelor eocene (luteţiene) de la Porceşti

cu cele de la Cetatea (Azarlîc) și Albești. Luteţianul inferior de la Porcești este precizat prin : *N. laevigatus*, *N. atacicus*, *N.* cf. *irregularis*, *N. millecaput*, *A. exponens*.

N i ţ a T ă t ă r î m și colab. (1969) citează din luteţianul inferior în facies epicontinental din Maramureș : *N. murchisoni*, *N. partschi*, *N. distans*, *N. irregularis* etc. L. I o n e s i (1963) găsește în paleogenul din Moldova de nord, în solzul Paltinului, pe pîrîul Senator, o asociaţie de foraminifere de talie mare : *N. gallensis*, *N.* cf. *distans*, *N. partschi* etc., asociaţie care a permis atribuirea eocenului mediu (luteţian) a depozitelor din care a colectat.

În concluzie, pe baza macroforaminiferelor de la Tohanu Nou, determinate de noi, putem afirma că cel puţin o parte a calcarelor din malul stîng al pîrîului Turcului aparţin luteţianului inferior. Nu ar fi exclus ca sub acest nivel să existe depozite corespunzînd cuisianului superior-luteţianului inferior, fapt indicat de prezenţa numuliţilor : *N. atacicus*, *N. globulus*, *N. rotularius*, care au un maximum de dezvoltare în cuisianul superior și se continuă în luteţianul inferior (G. I. N e m k o v, 1968) (fig. 1).

Împrejurimile localităţii Tohanu Nou apar ca o zonă care a fost invadată probabil de apele mării eocene, începînd din cuisian superior-luteţian inferior, mărturie pentru aceasta fiind asociaţia de macroforaminifere citate. S-ar putea ca nivelele superioare ale calcarelor nisipoase și ale marnelor gălbui, cu care se încheie seria eocenă, să aparţină luteţianului superior. Această afirmaţie o facem datorită faptului că în anul 1961 am găsit în regiune, pe drumul care duce spre vîrful Dealului după Deal, un numulit de talie foarte mare (50 mm diametru), pe care l-am atribuit atunci speciei *millecaput*. Este știut că, în general, formele microsferice de numuliţi ating dimensiuni foarte mari (40—82 mm diametru) în luteţianul superior (nord-vestul Transilvaniei, zona cu *N. perforatus* Monf., Crimeea centrală și de vest, zona cu *N. polygyratus* etc.).

Din punct de vedere paleogeografic credem că nu ar fi fost exclus să fi existat în timpul luteţianului inferior legături între marea care acoperea regiunile Tohan, Porcești și Maramureș. În sprijinul acestei concluzii vin, pe de o parte, asemănările litofaciale (faciesuri cu caracter epicontinental), iar pe de alta identitatea macroforaminiferelor caracteristice luteţianului inferior : *N. atacicus*, *N. distans*, *N. partschi*, *N. murchisoni*, *N. irregularis* etc. Legăturile care au existat între Bazinul Transilvaniei (Porcești), Depresiunea Getică (Albești) și flișul Carpaţilor Orientali în luteţian au fost confirmate de N i ţ a T ă t ă r î m și colab. (1969) printr-o inventariere a macroforaminiferelor.

Referindu-ne la caracterele batimetrice, credem că în luteţian, la Porcești — Tohan și o parte din Maramureș, au existat aceleași condiţii de sedimentare de mare epicontinentală. Asociaţia de macroforaminifere găsită de noi la Tohanu Nou vine deci în sprijinul confirmării unei corelări care se poate face între Maramureș — Tohan și Porcești, fapt dovedit de aceeași sedimentare și de aceleași foraminifere de talie mare : numuliţi, asiline, operculine, asterocicline.

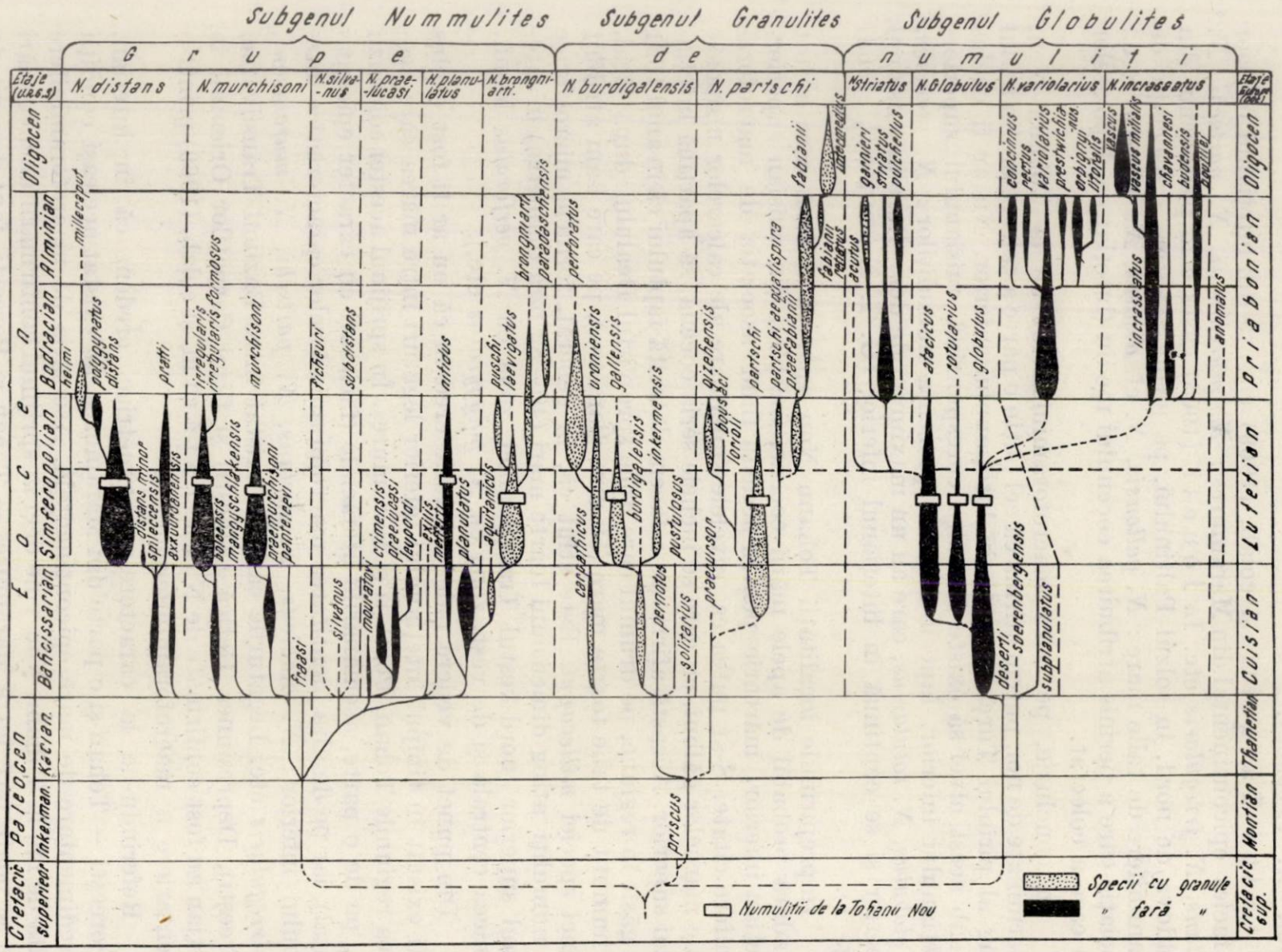


Fig. 1. — Poziţia numuliţilor de la Tohanu Nou în schema ramurilor filetice a speciilor de numuliţi, prezentată de G. I. Nemkov la colocviul eocenului (1968).

PALEONTOLOGIE

Macroforaminiferele pe care le prezentăm în lucrarea de faţă sînt colectate din partea de nord-vest a localităţii Tohanu Nou. Fauna ce provine dintr-un nivel de marne cenuşii-gălbui nisipoase (versantul nord-estic al Dealului după Deal) conţine *N.* aff. *laevigatus* Brug, *N. atacicus* Leym., *N. partschi* de la Harpe, *N. distans* Desh. (faună colectată în 1961 şi revizuită). Peste marne stau calcare cenuşii-gălbui compacte cu numeroşi numuliţi şi asiline. Asociaţia de macroforaminifere colectată în 1970 dintr-un nivel de circa 15 cm grosime de calcare mai puţin compacte este alcătuită din : *Nummulites distans* Desh., *N. atacicus* Leym., *N. gallensis* Heim., *N. irregularis* Desh., *N. murchisoni* Rutim., *N. rotularius* Desh., *N. globulus* Leym., *N.* aff. *nitidus* de la Harpe, *Assilina exponeus* Sow, *A.* aff. *spira.*, *A. laxispira* de la Harpe, *Operculina ammonea* Leym., *Operculina* aff. *alpina* Douv., *Actynociclina* sp., precum şi din numeroase asterocicline şi discocicline. Frecvenţa cea mai mare o are *N. gallensis*, *N. irregularis*, *N. murchisoni* şi asilinele.

Numulitidele le prezentăm după schema filogenetică a lui G. I. N e m k o v, indicată în lucrările colocviului asupra eocenului de la Paris, 1968, pe care am localizat speciile de numuliţi găsiţi la Tohanu Nou. Astfel, reiese clar poziţia în luteţianul inferior a acestor specii, avînd în acelaşi timp şi imaginea repartiţiei lor pe ramuri filogenetice.

G. I. N e m k o v, pentru stabilirea ramurilor filogenetice, a luat în considerare : datele morfologice, vîrsta geologică, studiul ontogenetic, repartiţia geografică şi analiza schemelor de evoluţie după D o u v i l l é, B o u s s a c, A b r a d, R o z l o z s n i k, B i e d a, S c h a u b etc.

Astfel, acest autor distinge în general trei subgenuri : *Nummulites*, *Granulites* şi *Globulites*, fiecare din aceste subgenuri cuprinzînd mai multe grupe de specii. În lucrarea de faţă acceptăm această schemă (fig. 1).

I. Subgenul *Nummulites*

Cuprinde numuliţi de talie în general mare, cu test discoidal aplatisat, majoritatea fără granulaţii, excepţie făcînd grupul lui *N. brogniarti*, cu numeroase spire şi camere mai mult înalte decît late.

Grupul NUMMULITES DISTANS

Din acest grup am recunoscut specia *Nummulites distans* Desh.

Nummulites distans Deshayes 1883

(pl. III, fig. 20–22)

Nummulina distans Desh. — Rozlozsnik (1929), p. 139, pl. I, fig. 12, 13, 32 (A,B).
Nummulites aff. *distans* Desh. — Schaub (1951), p. 202–204, fig. 303–306.
N. distans Desh. — Bieda (1959), pl.II, fig. 2–4 ; Nemkov (1967), pl. VIII, fig. 1–10 ; Kraeva şi B. F. Zerneţki (1969), pl. 51, fig. 1 a (B), b (A).

Citat din eocenul mediu din : Ucraina, Crimeea, Carpaţi, Caucaz, Europa apuseană, Africa de nord. Pentru ţara noastră este frecvent în luteţianul inferior din Dobrogea, Albeşti, Maramureş, Tohan (Ţara Bîrsei).

Grupul NUMMULITES MURCHISONI

Din acest grup am determinat *Nummulites irregularis* Desh. şi *N. murchisoni* Rüt.

Nummulites irregularis Deshayes 1838

(pl. I, fig. 11 ; pl. III, fig. 23—25)

Nummulites irregularis Desh. — Douvillé (1919), pl. V, fig. 22—29 ; pl. VI, fig. 4 ; pl. VII, fig. 1, 2 ; Rozlozsnik (1929), pl. I, fig. 11, 14, 16, 23 ; pl. VII, fig. 9 ; pl. VIII, fig. 1 (B) ; Belmustakov (1959), pl. VI, fig. 1—8 (B) ; Nemkov (1967), pl. VI, fig. 1—17 ; Kraeva—Zernetki (1969), pl. 53, fig. 2 a (B) b, c (A).

Menţionat în eocenul inferior şi mediu din Ucraina, Crimeea, Caucaz, în eocenul inferior din Algeria, Spania, Franţa. Citat în eocenul mediu din Franţa, Elveţia, Italia, Maroc, Tunisia, Afganistan, India. La noi în ţară este găsit în luteţianul inferior din Depresiunea Getică (Albeşti), Transilvania (Porceşti), Maramureş, Ţara Bîrsei (Tohan).

Nummulites murchisoni Rütimeyer 1850

(pl. II, fig. 12—13 ; pl. IV, fig. 26—28)

Nummulites murchisoni Rüt. — Boussac (1911), pl. IV, fig. 6 (B) ; Douvillé (1919), pl. VI, fig. 5 ; Rozlozsnik (1929), pl. I, fig. 8 ; Schaub (1951), p. 194, fig. 285, 286 (A) ; Nemkov (1967), pl. IV, fig. 1—6 (A), 7—11 (B), 12—15 A ; Kraeva şi Zernetki (1969), pl. 54, fig. 4a (B), b (A).

Citat din eocenul inferior şi mediu din Ucraina, Crimeea, Caucaz, Carpaţi, din Bulgaria, Turcia, Italia, sudul Franţei, Spania, Africa. Pentru ţara noastră este menţionat în luteţianul inferior din Dobrogea, Depresiunea Getică (Albeşti), Maramureş, Ţara Bîrsei (Tohan).

Grupul NUMMULITES PLANULATUS

Din acest grup am recunoscut forme care au asemănări cu specia *nitidus*.

Nummulites aff. **nitidus** de la Harpe

(pl. I, fig. 6 ; pl. IV, fig. 29—31)

Nummulina nitida de la Harpe—Rozlozsnik (1929), pl. I, fig. 9, 11, 15, 18,21, 22 (A, B). *Nummulites nitidus* de la Harpe—Schaub (1951), p. 163, fig. 215 (A) ; Nemkov (1963), pl. XII, fig. 1—12 ; Kraeva—Zernetki (1969), pl. 54.3 a (B), b, c (A).

Repartiţie mai largă : paleocenul, eocenul inferior şi mediu din Ucraina, estul Crimeei. Citat în paleocenul din Elveţia, din eocenul inferior din Republica Arabă Egipt, din eocenul mediu din Italia de nord, Iugoslavia, Albania. În ţara noastră este întîlnit în eocenul inferior din Depresiunea Getică (Albeşti), în cuisian-luteţianul inferior din Maramureş, în luteţianul inferior din Ţara Bîrsei (Tohan).

Grupul NUMMULITES BROGNIARTI

Din acest grup am recunoscut exemplare cu asemănări apropiate speciei *laevigatus*. De asemenea am considerat ca făcînd parte tot din acest grup un numulit de talie foarte mare (50 mm diametru) *Nummulites* sp.

Nummulites aff. **laevigatus** Bruguiere 1789

(pl. V, fig. 32)

Nummulites laevigatus Boussac (1911), pl. II, fig. 1—9, 12, 13, 16—22 (A, B).
Nummulites laevigatus Brug. — Nemkov (1967), pl. XIII, fig. 1—5, 8 (A), 6, 7, 9—11 (B); pl. XIV, fig. 1—2 (B); Kraeva—Zernetki (1969), pl. 53, fig. 3 a, b, c (B), d (A).

Menţionat ca fiind caracteristic (nivel de reper) pentru luteţianul inferior din Bazinul Parisului, Bazinul Aquitaniei, nordul Italiei, Belgia, Ungaria. Este citat în eocenul inferior din U.R.S.S. Pentru ţara noastră este menţionat în luteţianul inferior de la Porceşti.

Nummulites sp.

(pl. V, fig. 33)

Atribuim un exemplar de numulit foarte mare, cu un diametru de 50 mm şi o grosime de 5 mm, formă discoidală, aplatisată, uşor ondulată, ca aparţinînd subgenului *Nummulites* din schema lui Nemkov (1968). Acest gen a fost găsit de noi în 1961, pe drumul de pantă ce suie din valea Muscelului către vîrful Dealului după Deal şi care atunci a fost considerat ca *N. millecaput* Boubée. Am revenit şi revizuit această formă, deoarece problema lui *N. millecaput* este destul de controversată atît în ceea ce privesc caracterele morfologice, cît şi poziţia stratigrafică (E. Dudich şi colab. col. eoc., 1968; F. Bieda, 1959 etc.). Exemplarul pe care-l posedăm seamănă pînă la identitate cu o formă de numulit care provine din Bazinul Aquitaniei şi care se găseşte înregistrat ca *Nummulites complanatus* Lamark (col. I.P.G.G.). Din această specie, care de asemenea a fost mult discutată (H. Douvillé, 1902; J. Boussac, 1911; P. Rozlozsnik, 1927), Boubée creează *N. millecaput*. Douvillé şi Boussac (după P. Rozlozsnik, 1927) nu sînt de acord cu această identificare. De asemenea, în aceeaşi lucrare se menţionează ideea lui Favre - că speciile de *N. complanata* Lamark aparţin, de fapt, speciilor *N. laevigatus*, *N. brogniarti* şi *N. distans*.

Din cauza acestor controverse, credem că este mai corect ca, deocamdată, numulitul găsit de noi să-l menţionăm ca *Nummulites* sp. şi să-l plasăm în subgenul *Nummulites* din schema lui N e m k o v (1968). Facem această revenire şi datorită faptului că posedăm un singur exemplar, asupra căruia nu s-au putut face decît observaţii pe secţiunea longitudinală.

II. Subgenul *Granulites*

În acest subgen au fost reuniţi numuliţii cu test lenticular, cu spire strînse şi camere aproape egale. Majoritatea speciilor prezintă granulaţii.

Grupul NUMMULITES PARTSCHI

Din acest grup noi am distins speciile *Nummulites gallensis* Heim şi *N. partschi* de la Harpe.

Nummulites gallensis Heim

(pl. I, fig. 9, 10; pl. V, 34–36)

Nummulites gallensis Heim — Cizancourt (1928), p. 306, pl. II, fig. 2; Bieda (1934), p. 297 (B); Nemkov (1967), pl. XX, fig. 1–5 (A), 6–9 (B).

Caracterizează luteţianul inferior din Crimeea, America, Polonia, regiunea Eisiedeln din Alpi. Pentru ţara noastră este menţionat din eocenul mediu din Depresiunea Getică, din luteţianul inferior al flişului paleogen carpatic, Ţara Bîrsei (Tohan).

Nummulites partschi de la Harpe 1880

(pl. V, fig. 37)

Nummulites partschi de la Harpe — Boussac (1911), p. 53 (A, B).
Nummulites granifer Douvillé (1919), p. 45, pl. II, fig. 7–8 (B).
Nummulites partschi de la Harpe — Bieda (1934), p. 297; Schaub (1951), p. 140, fig. 12; p. 159, fig. 16–18; pl. 4, fig. 1–9, 13–15 (A, B); Nemkov (1967), pl. XXIII, fig. 1,–2–5, 6–10 (A), fig. 21, 22 (B); Kraeva şi Zernetki (1969), pl. 55, fig. 2ab (A), c (B).

Are largă răspîndire în eocenul inferior şi mediu din U.R.S.S., Turcia, Albania, Bulgaria, sudul Franţei, Spania, Italia de nord, Alpii elveţieni. În ţara noastră este menţionat în ypresianul din Depresiunea Getică, în luteţianul inferior din Transilvania (Porceşti), Maramureş, Ţara Bîrsei (Tohanu Nou).

III. Subgenul *Globulites*

Cuprinde grupurile de numuliţi cu forme lenticulare globuloase de talie în general mică. Căsuţa este formată dintr-un număr redus de spire, cu camerele mai mult înalte decît late.

Grupul NUMMULITES GLOBULUS

Din acest grup am determinat: *N. globulus* Leym., *N. rotularius* Desh., *N. atacicus* Leym.

Nummulites globulus Leymerie 1846

(pl. I, fig. 7—8; pl. VI, fig. 38—39)

Nummulites globulus Leym. — Boussac (1911), p. 26 (A, B); Douvillé (1919), pl. I, fig. 12—17 (B); Rozlozsnik (1929), p. 101; Schaub (1951), p. 103—107, fig. 42—52 (A, B), pl. I, fig. 1 (B); Nemkov (1967), pl. XXVI, fig. 1—6 (A), 78 (B); Kraeva—Zerneţki (1969), pl. 52, fig. 1 ab (A).

Menţionat pentru eocenul inferior şi mediu din Ucraina, vestul Crimeei şi Carpaţi; în eocenul inferior din Franţa, Afganistan, India, pentru eocenul mediu din Franţa, Italia, Elveţia, Albania, Bulgaria, Ungaria, Polonia, Republica Arabă Egipt, Afganistan, India.

În ţara noastră este citat din luteţianul inferior din Dobrogea, din eocenul inferior de la Albeşti, din cuisianul-luteţianul inferior din Maramureş şi din luteţianul inferior de la Tohan.

Nummulites rotularius Deshayes 1838

(pl. I, fig. 1,2; pl. VI, fig. 41—43)

Nummulites rotularia, Desh.— Rozlozsnik (1929), p. 106—107; 182—183; pl. IIi, fig. 2, 22, 34 (A);
N. rotularius Rozlozsnik (1951), p. 125, fig. 112—116 (A); Nemkov (1967), pl. XXVII, fig. 4—9 (A), 10—14 (B), 16 (B); Kraeva şi Zerneţki (1969), pl. 57, fig. 4 (B).

Este răspîndit în eocenul inferior şi mediu din Ucraina, Crimeea, eocenul mediu din R. S. S. Armeană. Apare menţionat în eocenul inferior şi mediu din Franţa, Italia, Bulgaria. În ţara noastră a fost găsit în formaţiunile luteţianului inferior din Dobrogea şi de la Tohanu Nou.

Nummulites atacicus Leymerie 1846

(pl. I, fig. 3—5; pl. VII, fig. 44—46)

Nummulites atacicus Leym. — Boussac (1911), p. 28, pl. 3, fig. 15; pl. 5, fig. 14 (B); Douvillé (1919), p. 38, pl. 3, fig. 1—6 (B); Rozlozsnik (1929), p. 108—109, pl. 3, fig. 1, 5, 11, 24; pl. 5, fig. 3; pl. 7, fig. 1, 3 (A, B); Schaub (1951), p. 133—135, fig. 137, 138 (B), 139 (A); Nemkov (1967), pl. XXVI, fig. 9—10 (A), 11—17 (B); pl. XXVII, fig. 1—3 (B); Kraeva şi Zerneţki (1969), pl. 49, fig. 2ab (A), c (B).

PLANȘA I

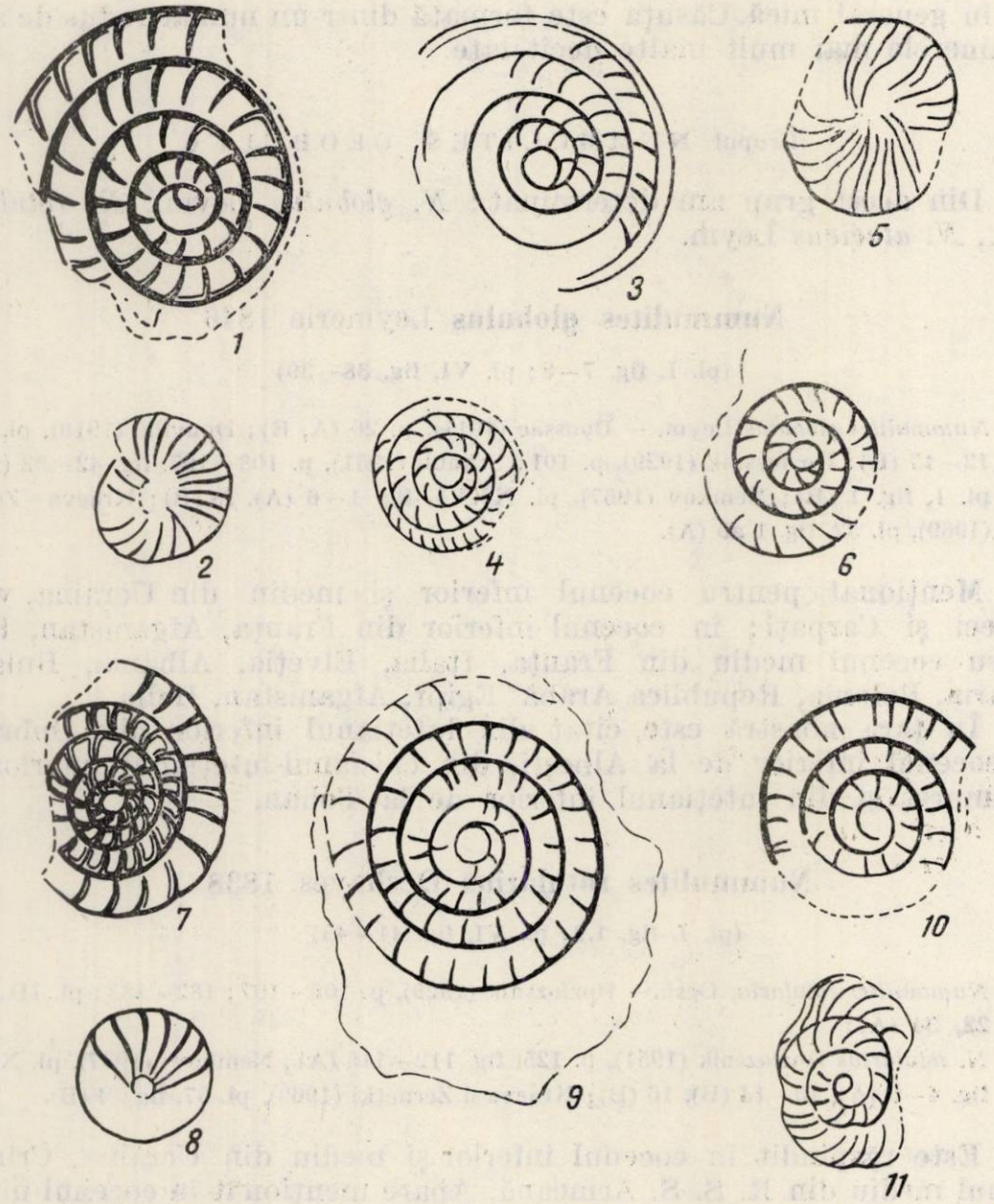


Fig. 1. — *Nummulites rotularius* Desh. (A), Tohanu Nou ; × 7.
Fig. 2. — *Nummulites rotularius* Desh. (A), Tohanu Nou ; × 7 .
Fig. 3. — *Nummulites* aff. *atacicus* Leym. (A), Tohanu Nou ; × 7 .
Fig. 4. — *Nummulites atacicus* Leym. (A), Tohanu Nou ; × 6,50.
Fig. 5. — *Nummulites atacicus* Leym. (A), Tohanu Nou ; × 7.
Fig. 6. — *Nummulites* aff. *nitidus* de la Harpe (A), Tohanu Nou ; × 7.
Fig. 7. — *Nummulites globulus* Leym. (A), Tohanu Nou ; × 7.
Fig. 8. — *Nummulites globulus* Leym. (A), Tohanu Nou ; × 6,50.
Fig. 9. — *Nummulites gallensis* Heim (A), Tohanu Nou ; × 7.
Fig. 10. — *Nummulites gallensis* Heim (A), Tohanu Nou ; × 7.
Fig. 11. — *Nummulites irregularis* Desh. (B), Tohanu Nou ; × 7.

PLANȘA II

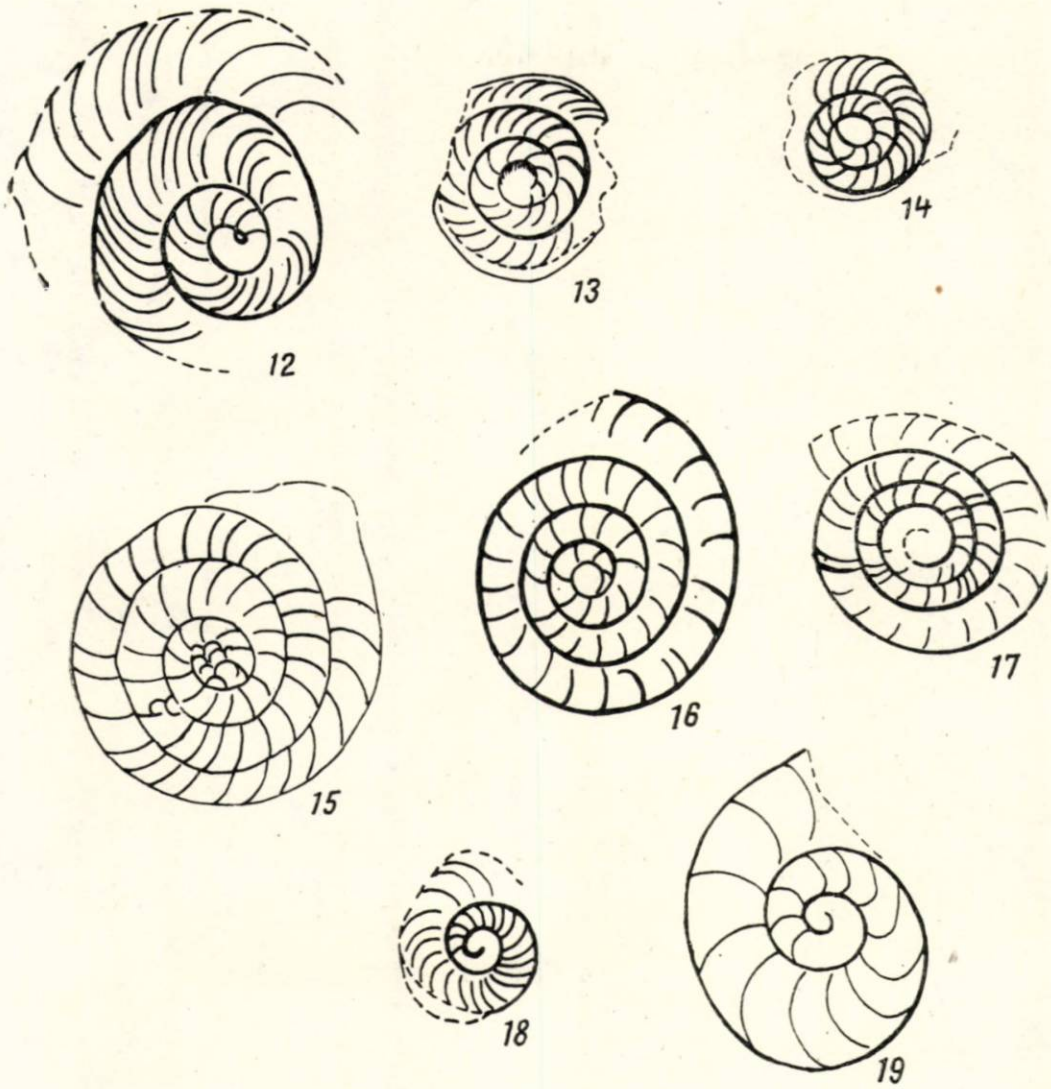
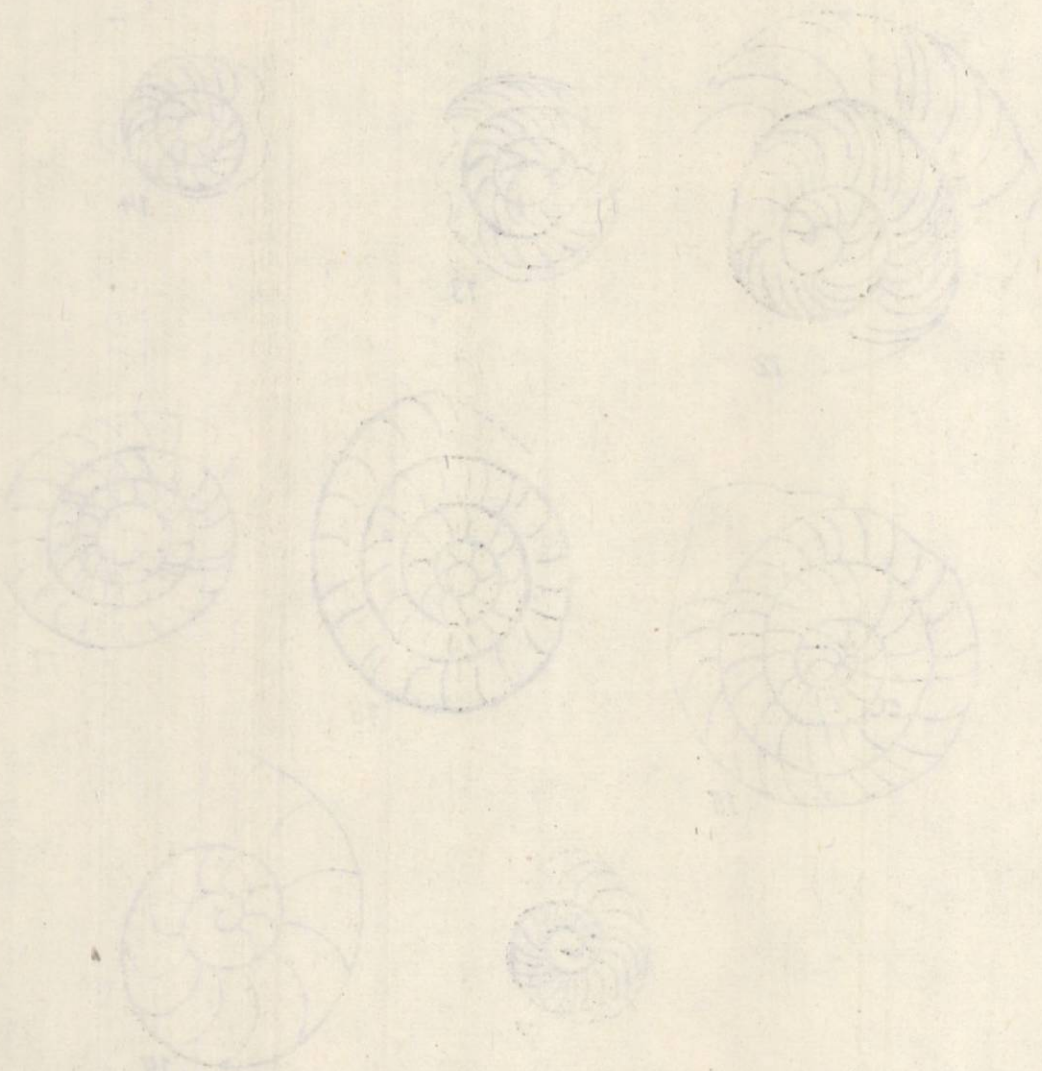


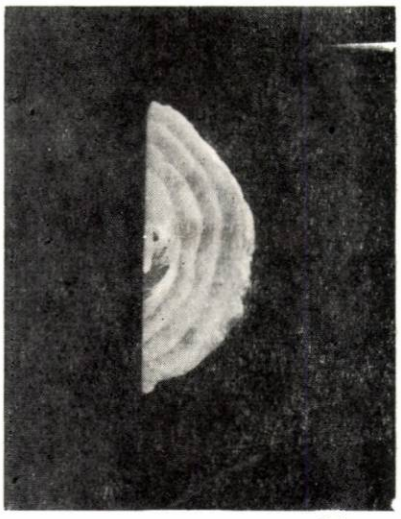
Fig. 12. — *Nummulites murchisoni* Rütim. (B), Tohanu Nou ; × 6,50.
Fig. 13. — *Nummulites murchisoni* Rütim. (A), Tohanu Nou ; × 7.
Fig. 14. — *Nummulites murchisoni* Rütim. (A), Tohanu Nou ; × 7.
Fig. 15. — *Assilina* sp., Tohanu Nou ; × 6.
Fig. 16. — *Assilina exponens* Sow. (A), Tohanu Nou ; × 6,50.
Fig. 17. — *Assilina* aff. *spira* de Roissy (A), Tohanu Nou ; × 6,50
Fig. 18. — *Operculina* aff. *alpina* Douv., Tohanu Nou ; × 7.
Fig. 19. — *Operculina ammonea* Leym., Tohanu Nou ; × 10.



PLANȘA III

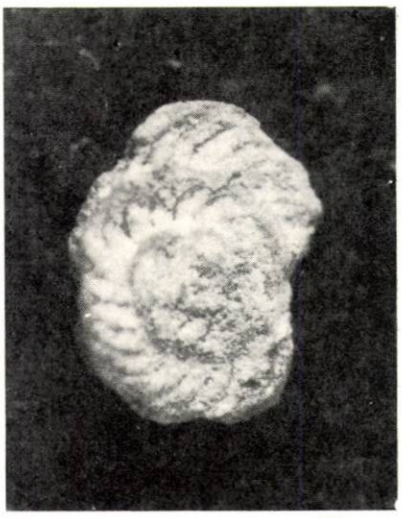
Fig. 20, 21 — *Nummulites distans* Desh. (B), Tohanu Nou ; × 1,6.
Fig. 22. — *Nummulites distans* Desh. (A), Tohanu Nou ; × 2,4.
Fig. 23. — *Nummulites irregularis* Desh. (A), Tohanu Nou ; × 7,2.
Fig. 24. — *Nummulites irregularis* Desh. (A), Tohanu Nou ; × 5,6.
Fig. 25. — *Nummulites irregularis* Desh. (A), Tohanu Nou ; × 5,6.

20

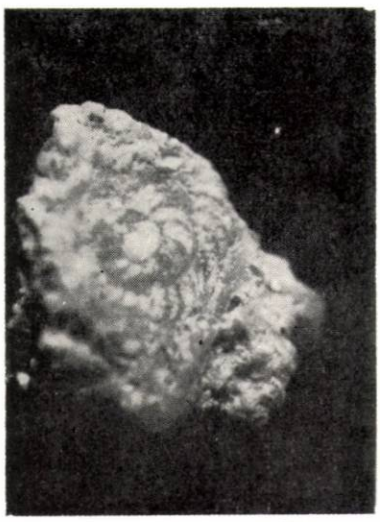


21

22



23

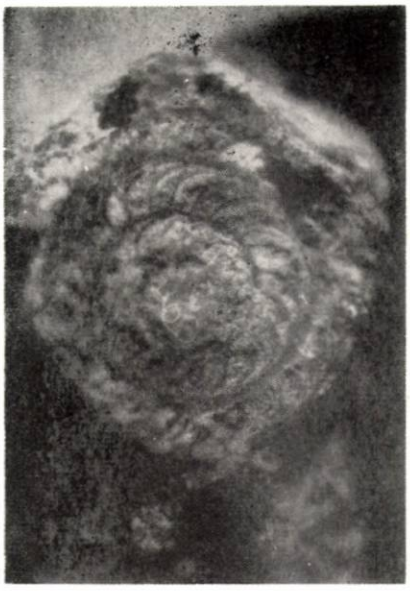


24

25

PLANŞA IV

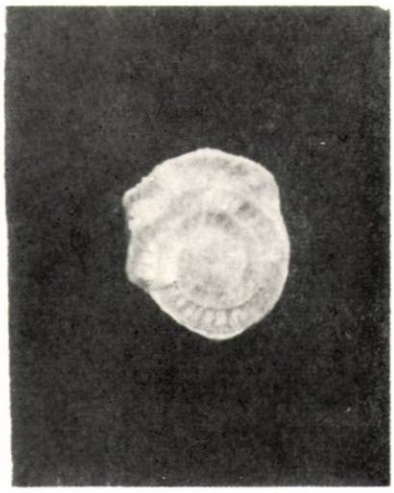
Fig. 26 şi 27. — *Nummulites murchisoni* Rütim. (A), Tohanu Nou ; × 6,4.
Fig. 28. — *Nummulites murchisoni* Rütim. (B), Tohanu Nou ; × 6,4.
Fig. 29. — *Nummulites* aff. *nitidus* de la Harpe (B), Tohanu Nou ; × 2,8.
Fig. 30. — *Nummulites* aff. *nitidus* de la Harpe (A), Tohanu Nou ; × 4.
Fig. 31. — *Nummulites* aff. *nitidus* de la Harpe (B), Tohanu Nou ; × 2,8.



26

27

28



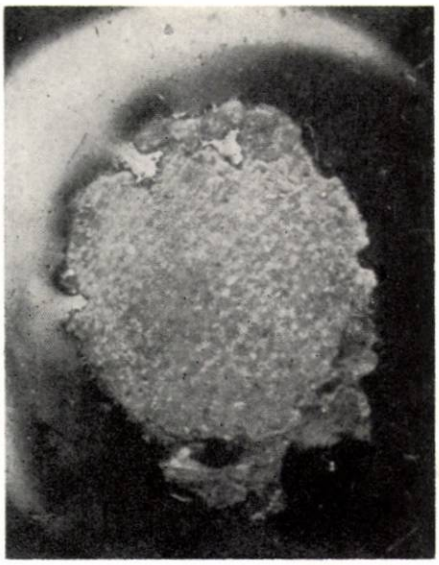
29

30

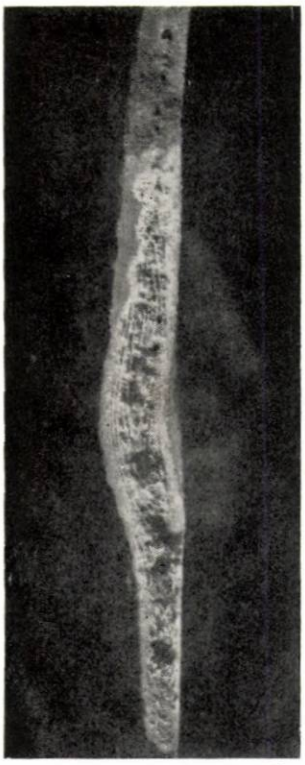
31

PLANȘA V

Fig. 32. — *Nummulites* aff. *laevigatus* Brug. (B), Tohanu Nou ; × 5,6.
Fig. 33. — *Nummulites* sp., Tohanu, Nou ; × 1.
Fig. 34 și 36. — *Nummulites gallensis* Heim (A), Tohanu Nou ; × 6,4.
Fig. 35. — *Nummulites gallensis* Heim (A), Tohanu Nou ; × 1,6.
Fig. 37. — *Nummulites partschi* de la Harpe, Tohanu Nou (A) ; × 6,4.

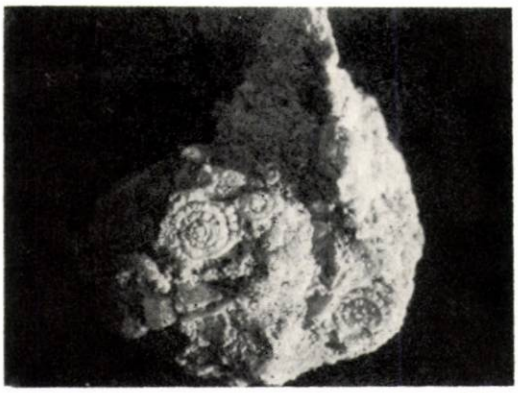


32



33

34



35

36

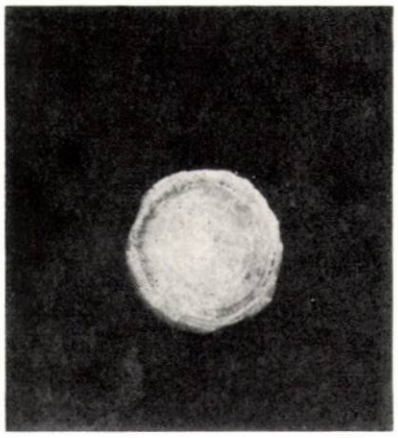
37

PLANŞA VI

Fig. 38 — *Nummulites globulus* Leym. (A), Tohanu Nou ; × 6,4.
Fig. 39. — *Nummulites globulus* Leym. (A), Tohanu Nou ; × 4.
Fig. 40. — *Nummulites* aff. *rotularius* Desh. (B), Tohanu Nou ; × 1,6.
Fig. 41 şi 42. — *Nummulites rotularius* Desh. (A), Tohanu Nou ; × 6,4.
Fig. 43. — *Nummulites rotularius* Desh., Tohanu Nou ; × 4,8.

38

39



40

41

42

43

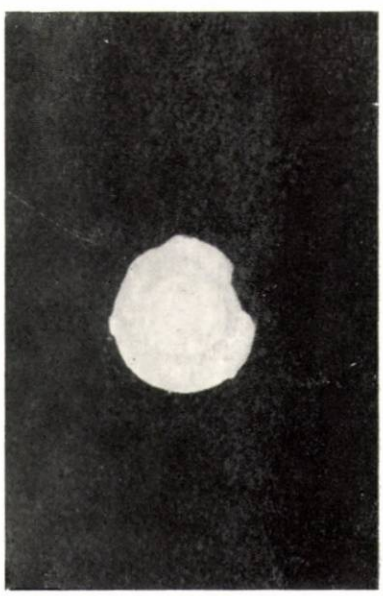
PLANŞA VII

Fig. 44. — *Nummulites atacicus* Leym. (A), Tohanu Nou ; × 8.
Fig. 45. — *Nummulites atacicus* Leym. (B), Tohanu Nou ; × 8.
Fig. 46. — *Nummulites atacicus* Leym. (A), Tohanu Nou ; × 8.
Fig. 47. — *Nummulites atacicus* Leym. (B), Tohanu Nou ; × 2,4.
Fig. 48. — *Assilina exponens* Sow. (B), Tohanu Nou ; × 4.
Fig. 49. — *Assilina* aff. *spira.* de Roissy (A), Tohanu Nou ; × 6,4.

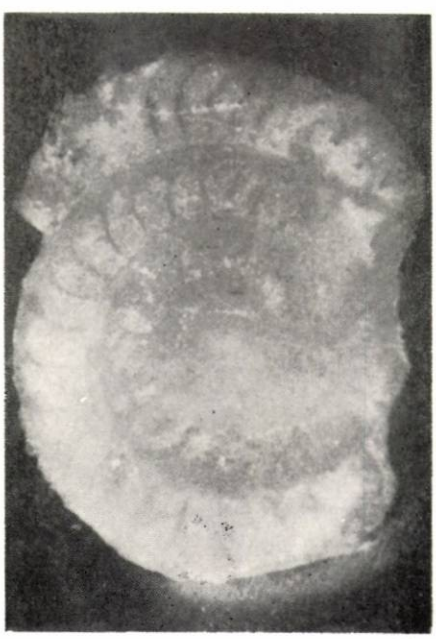
44

45

46



47

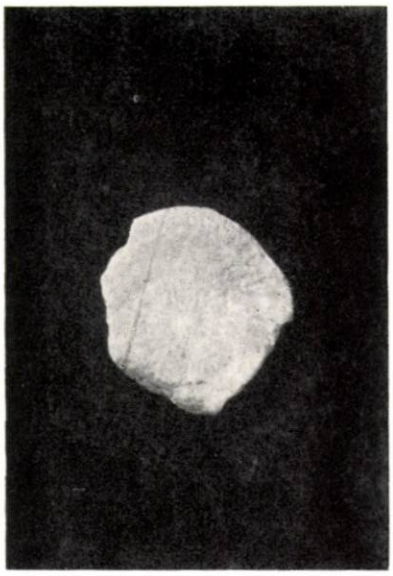


48

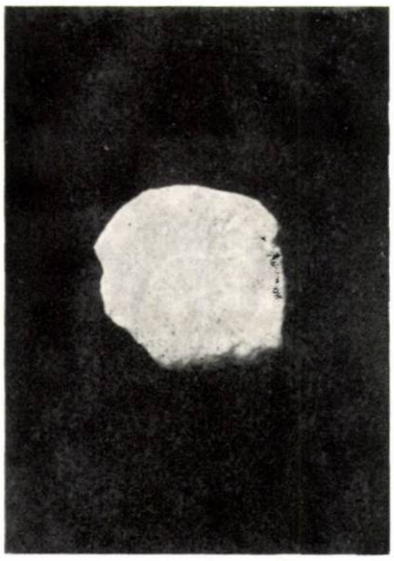
49

PLANȘA VIII

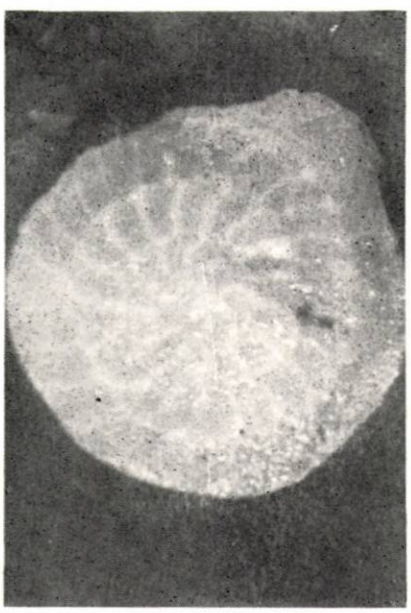
Fig. 50 și 51. — *Assilina exponens* Sow. (A), Tohanu Nou ; × 0,80.
Fig. 52. — *Assilina exponens* Sow. (A), Tohanu Nou ; × 2,4.
Fig. 53. — *Operculina ammonea* Leym., Tohanu Nou ; × 6.4.
Fig. 54. — *Actynociclina* sp., Tohanu Nou ; × 1.6.
Fig. 55. — Secțiune printr-un calcar cu numuliți, assiline și discocicline.



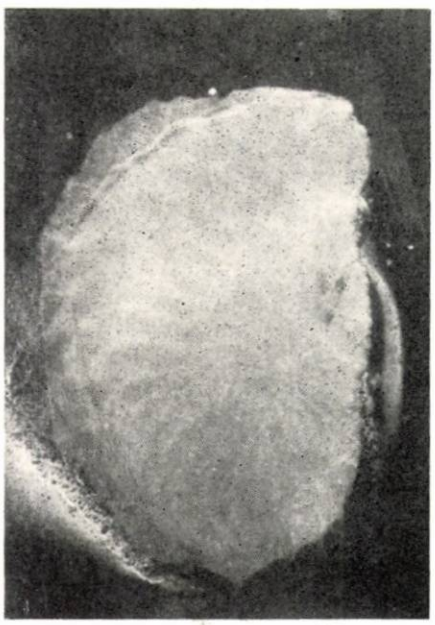
50



51



52



53

54

55

Are largă răspîndire în eocenul inferior şi mediu din Caucaz, Ucraina, Crimeea, Carpaţi, Turcia, Europa apuseană, Africa, India. La noi în ţară este menţionat în luteţianul inferior din Dobrogea de la Porceşti, Tohanu Nou.

Genul **Assilina** Orbigny 1826

Nummulites spira Roissy 1805

Assilina exponens (Sowerby 1840)

(pl. II, fig. 16; pl. VII, fig. 8; pl. VIII, fig. 50–52)

Assilina exponens Sow.—Boussac (1911), p. 100 (A, B); Belmustakov (1959), p. 39, pl. II, fig. 1, 2, 5, 6, 7, 9, 12 (B); Jean Claude Griffon şi J. Muylaer (1962), p. 109, fig. 1a (B), b, c (A); pl. I, fig. 1–2 (B), 3–4 (A).

Assilina exponens — Nemkov (1968), pl. XLI, fig. 1–6 (A), 7–12 (B).

Assilina exponens — Kraeva şi Zerneţki (1969), pl. 59, fig. 2a (A), b (B).

Are largă răspîndire în eocenul inferior şi mediu. Este citat în eocenul mediu din Ucraina, Crimeea, Carpaţi şi caracterizează luteţianul din Franţa, Spania, Italia, Cehoslovacia, Bulgaria. În ţara noastră este frecvent în luteţian.

Assilina aff. **spira**

(pl. II, fig. 17; pl. VII, fig. 48)

Assilina spira Roissy — Boussac (1911), p. 98 (B); Nemkov (1967), pl. XLI, fig. 1–6 (A), 7–13 (B); Kraeva şi Zerneţki (1969), pl. 60, fig. 3 (B).

Este menţionată în eocenul mediu din Ucraina, Crimeea, din luteţianul inferior din nordul Italiei, Spania, Franţa.

Assilina laxispira (Harpe 1926)

Assilina douvillei Abrard şi Fabre — Schaub (1951), p., 212, fig. 323, 327, 328; pl. IX, fig. 12–16, 20 (A).

Assilina laxispira de la Harpe — Nemkov (1967), pl. XL, fig. 1–9 (A), 10–12 (B); Kraeva şi Zerneţki (1969), pl. 59, fig. 4 a (A), b, c (B).

Este menţionată din eocenul inferior şi mediu din Crimeea şi din eocenul inferior din nordul Franţei, Elveţia, Pakistan.

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE DE LA FAUNE DE MACROFORAMINIFÈRES ÉOCÈNES DE TOHANU NOU (ŢARA BÎRSEI)

RÉSUMÉ

L'auteur, ayant à la base de sa recherche une riche association de macroforaminifères, qui a été citée pour la première fois dans cette région (*Nummulius atacicus*, *N.* aff. *laevigatus*, *N. partschi*, *N. distans*, *N. gallensis*, *N. irregularis*, *N. murchisoni*, *N. rotularius*, *N. globulus*, *N.* aff. *nitidus*, *Assilina exponens*, *A.* aff. *spira*, *N. laxispira*, *Operculine*) souligne qu'au moins une partie des calcaires éocènes des environs de la localité Tohanu Nou appartient au lutétien inférieur.

Dans le présent ouvrage on fait aussi des considérations paléogéographiques et des références bathymétriques, tout en montrant que, pendant le lutétien, ont existé les mêmes conditions de sédimentation marine épicontinentale à Porceşti, Tohan et dans une partie du Maramureş.

L'association de macroforaminifères trouvée par l'auteur à Tohanu Nou vient à l'appui de la corrélation faite entre les régions relevées antérieurement.

BIBLIOGRAFIE

Abrard R. (1925), *Le lutétien du bassin de Paris*, Essai de monographie stratigraphique, Angers.

Abrard R., Fabre A., (1944), *Observations sur la faune de Foraminifères de l'Éocène moyen du Bas-Adour*, Bull. Soc. Géol. Fr. (5), **XIV**.

Barbu I. Z. (1966), *Consideraţii asupra vîrstei depozitelor paleogene de la Tohanu Nou*, An. Univ. Bucureşti, Seria geol., geogr., nr. 2.

Belmustakov E (1959), *Les fossiles de Bulgarie, Grandes Foraminifères*, vol. **VI**. Sofia.

Bieda F. (1933), *Sur quelques Nummulites et Assilines d'Espagne*, Assoc. pour l'étude géol. de la médit occid., **II**, *28*.

— (1934), *Remarque sur le nomenclature et classification de certaines espèces de Nummulites*, **III**, Cracovia.

— (1959), *Fauny numulitowe W. Eocenia Tatranskim*, Inst. Geol. Biul, Varşovia, *4*, *141*.

— (1963),, *Septième niveau des Grands Foraminifères dans le Flysch des Carpates Polonaises*, Ann. Soc. Géol. Pol., Cracovia, **XXXIII**.

Bombiţă Gh. (1957), *Semnificaţia stratigrafică a citorva specii de numuliţi din Transilvania*, Com. Acad. R.P.R., **VIII**.

— (1963), *Contribuţii la corelarea eocenului epicontinental din R. P. Română*, Edit. Acad. R.P.R., Bucureşti.

Boussac J. (1911 şi 1912), *Etudes paléontologiques sur le nummulitique alpin*, Mem. Carte. Géol. Fr., Paris.

Cizancourt M. de (1933), (b), *Note sur quelques Nummulites du Rif Marocain*, Bull. Soc. Géol. Fr., **III**, *5*.

Douvillé H. (1905), *Comparaison des divers bassins nummulitiques*, Bull. Soc. Géol. Fr. **V**, *4*.

— (1908), *Sur quelques gisements à nummulites de l'Est de l'Europe* (*Crimée, Bulgarie, Hongrie*), Bull. Soc. Géol. Fr. **VIII**, *4*, 266.

— (1919), *L'éocène inférieur en Aquitaine et dans les Pyrénées*, Paris.

Filipescu M. G. (1967), *Geologia Carpaţilor Orientali*, St. cerc. geol. geof., geog., Seria geologie, **12**. *1*.

Griffon Jean Claude, Jean Muylaer (1962), *Les grands Foraminifères du Jebel Gargues*, Notes Serv. Géol. Maroc., **21**, *156*.

HERBICH FR. (1878), *Das Zseklerland mit Berücksichtung der angrenzenden Landestheile. Geologisch und palänthologisch beschreiben*, Mitt. aus. d. Jahrb. b. k. Ung. Geol. Antshalt Budapesta, **V**.

HÖTTINGER L., SCHAUB H., VONDERSCHMITT L. (1956), *Zur stratigraphie des Lutetien im Adour Becken*, Ecl. geol. Helv., **49**, *2*.

IONESI L. (1963), *Flișul paleogen dintre p. Petak și p. Valea Boului (Moldova de nord)*, An. șt. Univ. Iași, **IX**.

JEKELIUS E. (1926), *Geologia pasului Bran*, D. S. Inst. geol. Rom., **VIII** (1919—1920).

— (1938), *Das Gebirge von Brașov*, An. Inst. geol. Rom., **XIX**.

KRAEVA E. J., B. F. ZERNEȚKI (1969), *Paleontologhiceschi sbornik Foraminiferî paleoghena Ucrainî*, **3**, Izdat. „Naukova Dumko", Kiev.

MACOVEI G. (1912), *Asupra extensiunii numuliticului în Dobrogea*, D.S. Inst. geol. Rom., **3**.

MANOLIU-NEGREANU EUGENIA (1969), *Studiul geologic al regiunii Tohanu Vechi — Vulcan — Codlea cu privire specială asupra jurasicului și cretacicului*, teză de doctorat, autoreferat, I.P.G.G.

NEGREANU-GHEAȚĂ EUGENIA (1961), *Notă preliminară asupra cretacicului și paleogenului din regiunea Tohan*, Bul. Inst. de petrol gaze și geologie, **VII**.

NEMKOV G. I. (1967), *Nummulitides of the Soviet Union and their biostratigraphic significance*, Moscova.

POPOVICI-HAȚEG I. (1896), *Couches Nummulitiques d'Albești (Roumanie)*, Bull. Soc. Géol. Fr. **XXIV**, *3*.

ROZLOZSNIK P. (1926), *Matériaux pour servir à une monographie de nummulines et assilines (d'après le manuscr. inédit du prof. Ph. de la Harpe)*, A.m.k. 12, Föld. Budapesta, **XXVII**.

— (1927), *Einleitung in das studium der Nummulinene und Assilinene*, Mitt. a.d. Jahrb. Geol. Anstalt, **XXVI**.

— (1929), *Studien über Nummulinene*, Geol. Hung., Ser. Paleont. Budapesta, fasc. 2.

SCHAUB H. (1951), *Stratigraphie und paleontologie des Schlierenflysches mit besonderer Berück sichigung de paleocaenen und untereocaenen numulien und assilinen*, Schweiz.

TĂTĂRÎM NIȚA (1964), *Corelarea depozitelor paleogene inferioare din Depresiunea Getică cu paleogenul altor regiuni din R.P.R. și țările vecine pe baza foraminiferelor mari*, Anal. Univ. Buc., Seria șt. nat., geol.-geogr., *1*.

— (1967), *Date noi asupra paleogenului de la Turnu Roșu (Porcești)*, Anal. Univ. Buc., Seria șt. nat., geol.-geogr., *2*.

TĂTĂRÎM NIȚA, MARIA ILIESCU, GH. ILIESCU (1969), *Contribuții la stratigrafia paleogenului din Maramureș*, Anal. Univ. Buc. Seria șt. nat. geol.- geogr., nr. 1.

*** (1962), *Colloque sur le Paléogène*, Bordeaux, sept. 1962.

*** (1968), *Colloque sur l'éocène*, Paris, mai 1968.

Primit în redacție la 11 iunie 1971

Institutul de petrol, gaze și geologie

OBSERVAȚII ASUPRA CONȚINUTULUI PALEOBOTANIC AL DEPOZITELOR CARBONIFERE DIN ZONA BAIA NOUĂ (BANAT)

DE

CORNELIA BIȚOIANU

Zona Baia Nouă este situată în partea de nord-est a sinclinoriului Sviniței, între ogașul Popesc, ogașul Cărbunari și pîrîul Tișoviței. Ea a constituit obiectul de studiu a multor cercetători, deoarece cuprinde zăcămîntul de cărbuni care a fost și este exploatat și azi. Printre cercetătorii care, în lucrările lor, vorbesc despre existența plantelor fosile, din depozitele carbonifere din această zonă, menționăm pe D. Stur (1890), E. Schafarzik (1894), Gr. Răileanu (1946—1955), S. Cotuțiu (1952) și A. Semaka (1962). Acești autori, pe baza florei fosile întîlnite, au ajuns la concluzia că depozitele studiate aparțin carboniferului superior. A. Semaka este singurul care a atribuit-o westphalianului.

CONSIDERAȚII GEOLOGICE ȘI PALEONTOLOGICE

În zona Baia Nouă, carboniferul apare în porțiuni foarte restrînse, ceea ce a dus la figurarea lui ca petice pe ogașul Popesc, ogașul Cărbunari și pîrîul Tișoviței. El se dispune transgresiv peste fundamentul cristalin care este reprezentat prin roci magmatice și cristaline.

Carboniferul se dezvoltă într-un facies continental și este constituit din conglomerate, gresii fine grăunțoase, micacee, de culoare cenușie-gălbuie, urmate de șisturi negre cărbunoase cu impresiuni de plante și cărbuni. Deasupra acestora se dispun depozitele permiene, reprezentate prin seria detritică roșie sau prin seria vulcanogenă.

Depozitele paleozoice de la Baia Nouă sînt cutate și descriu un sinclinal care are o formă eliptică, aplecat spre est, prins în șisturi cristaline și cu flancul vestic încălecat de serpentine.

Materialul paleontologic a fost recoltat din șisturi argiloase și mai rar din gresii cărbunoase, negricioase, dure, care formează acoperișul stratului de cărbune. El este reprezentat prin frunze, segmente, foliole și fructe.

St. cerc. geol., geof., geogr., seria Geologie, t. 17, nr. 1, p. 125—130, București, 1972

S-au determinat următoarele plante fosile :

A. LEPIDOPHYTA

a. ***Lepidodendracee***

Lepidodendron acutum Presl
Lepidodendron obovatum Sternb.
Lepidodendron ophiurus Brongn.

b. ***Sigillariacee***

Sigillaria polyploca Boulay
Sigillaria tessellata Brongn.
Syringodendron sp.

c. ***Cyclostigmacee***

Asolanus comptotaenia Wood
Stigmaria ficoides Brongn.

B. ARTICULATA

a. ***Sphenophyllacee***

Sphenophyllum cuneifolium Sternb.

b. ***Calamariacee***

Calamites carinatus Sternb.
Calamites cisti Brongn.
Calamites suckowi Brongn.
Asterophyllites longifolius Sternb.
Palaeostachya pedunculata Will.

C. PTERIDOPHYTA

a. ***Mariopteridee***

Mariopteris hirsuta Corsin
Mariopteris nervosa Brongn.
Mariopteris sauveuri (Brongn.) Stur

b. *Pecopteridee*

Pecopteris miltoni Artis
Pecopteris plumosa-dentata forma **delicatula** Brongn.
Pecopteris raconensis Němejc
Pecopteris saraefolia P. Bertrand

c. *Alethopteridee*

Alethopteris serli Brongn.

d. *Neuropteridee*

Neuropteris cf. **arberi** Crookall
Neuropteris ovata Brongn.
Neuropteris tenuifolia Schloth.
Trigonocarpus sp.

Plantele fosile întîlnite în această zonă reprezintă asociații caracteristice carboniferului, alcătuite în cea mai mare parte din specii a căror dezvoltare se cunoaște de la sfîrșitul namurianului pînă la sfîrșitul westphalianului. Alături de aceste specii se găsesc altele care apar din namurian și se sting abia la sfîrșitul stephanianului (sînt așa-zisele specii banale), care nu pot fi folosite în scopuri stratigrafice.

Dăm mai jos un tabel în care redăm extinderea stratigrafică a speciilor mai importante.

Denumirea speciei	Namurian	Westphalian A	Westphalian B	Westphalian C	Westphalian D	Stephanian
Calamites carinatus		–	—	—	–	
Lepidodendron acutum		–	—	—	–	
Lepidodendron obovatum		–	—	—	–	
Asterophyllites longifolius		—	—	—	—	–
Sigillaria polyploca			–	—	–	
Sigillaria tessellata			–	—		
Asolanus camptotaenia			–	—	—	
Mariopteris hirsuta				—	—	
Mariopteris nervosa			–	—	—	
Mariopteris sauveuri				–	—	
Pecopteris miltoni		–	—	—	–	
Pecopteris raconensis				–	—	
Pecopteris saraefolia				–	—	
Alethopteris serli			–	—	–	–
Neuropteris ovata				—	–	
Neuropteris tenuifolia			–	—	–	

Asociația de plante determinată din zona Baia Nouă, exceptînd speciile banale, o putem împărți în trei grupe de specii, și anume : comune, rare și ghid (caracteristice).

Speciile comune au o extindere verticală destul de mare (tot westphalianul). Ele pot fi luate în considerație, în vederea stabilirii vîrstei depozitelor din această zonă, în asociație cu celelalte grupe de plante. Dintre acestea menționăm : *Lepidodendron acutum*, *L. obovatum*, *L. ophiurus*, *Sigillaria tessellata*, *Calamites carinatus*, *Pecopteris miltoni* și *P. plumosa-dentata*.

Speciile rare au o răspîndire limitată la anumite nivele ale westphalianului (C—D). Acestea sînt : *Asolanus camptotaenia*, *Mariopteris hirsuta*, *Sigillaria polyploca*, *Pecopteris raconensis*, *P. saraefolia* și *Neuropteris arberi*.

Speciile ghid, caracteristice, destul de reduse ca număr, sînt reprezentate prin : *Sphenophyllum cuneifolium*, *Mariopteris nervosa*, *M. sauveuri*, *Neuropteris ovata*, *N. tenuifolia*, *Asterophyllites longifolius* și *Alethopteris serli*. Ele caracterizează un anumit nivel paleontologic. Deoarece sînt așa de importante, vom descrie amănunțit răspîndirea lor stratigrafică.

Specia *Mariopteris nervosa* este considerată de mulți cercetători ca fiind o formă caracteristică a westphalianului C, în special în Europa (bazinele Sarre — Lorraine, Sileziei etc.).

Specia *Mariopteris sauveuri* (P. C o r s i n, 1951) este o plantă ghid cunoscută în toate bazinele carbonifere europene, în westphalianul B și C (bazinele Ruhr și Sarre — Lorraine)

Prezența speciei *Alethopteris serli* a fost semnalată în westphalianul C din Anglia și Bohemia, în „Middle Coal Measures" din Pennsylvania, precum și în orizontul „Flambants supérieur" din Bazinul Sarre — Lorraine.

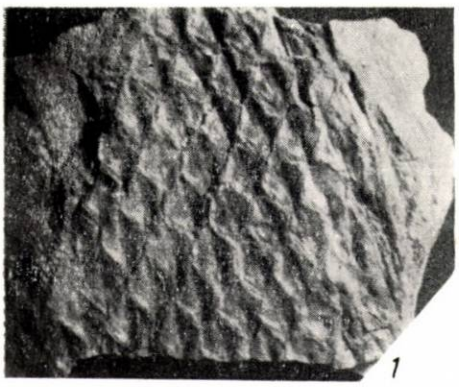
Specia *Neuropteris ovata* caracterizează westphalianul D din partea internă și vestică a Europei (F. S t o c k m a n s, 1962).

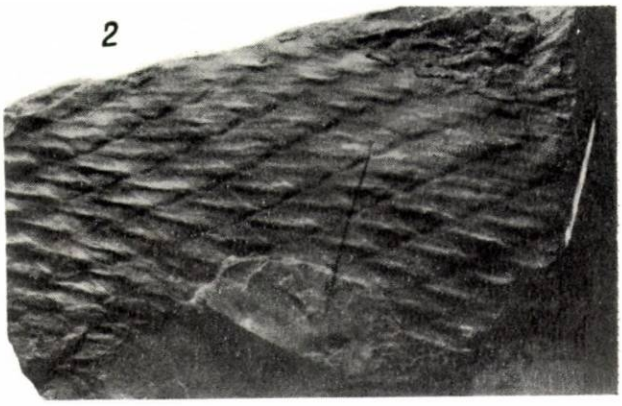
În ceea ce privește specia *Neuropteris tenuifolia*, ea este considerată o plantă ghid a westphalianului C din Europa și a westphalianului B din America.

Din cele relatate mai sus se constată că cele mai multe din plantele fosile menționate apar în partea superioară a westphalianului. Bazați pe aceste fapte, putem încadra depozitele de la Baia Nouă într-un anume nivel al acestui etaj. Astfel, putem spune că ele sînt de vîrstă westphalian superioară (C—D partea inferioară).

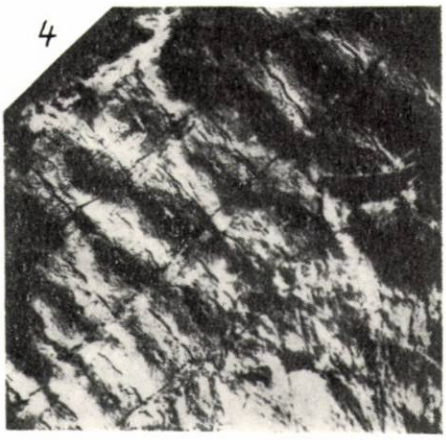
PLANȘA I

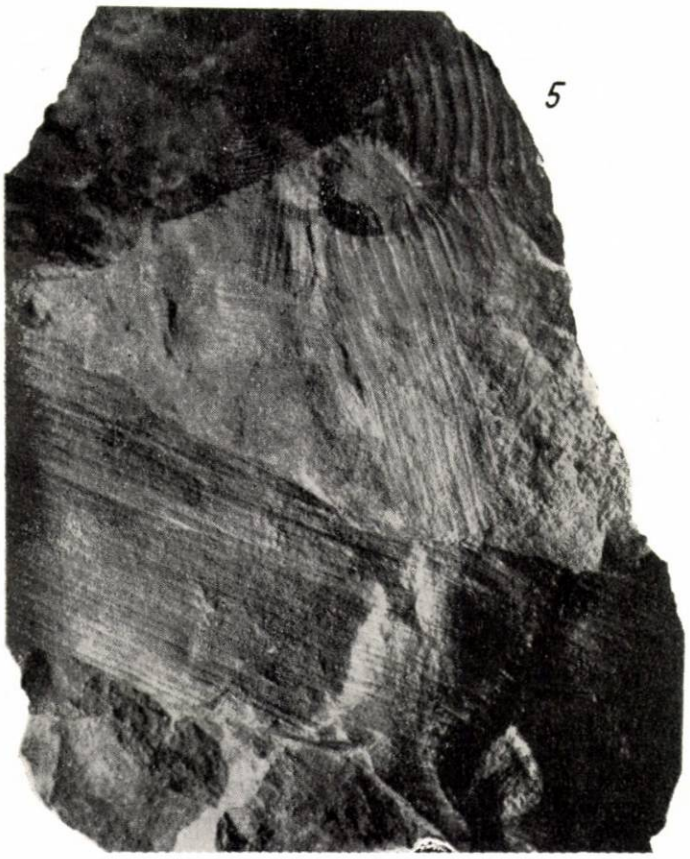
Fig. 1. — *Lepidodendron obovatum* Sternb. ; mărime naturală.
Fig. 2. — *Lepidodendron ophiurus* Brongn. ; mărime naturală.
Fig. 3. — *Sigillaria polyploca* Boulay ; mărime naturală.
Fig. 4. — *Sigillaria tessellata* Brongn. ; × 1.
Fig. 5. — *Calamites carinatus* Sternb. ; mărime naturală.
Fig. 6. — *Calamites cisti* Brongn. ; × 1.
Fig. 7. — *Calamites suckowi* Brongn. ; mărime naturală.

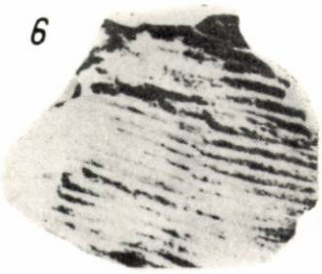

1

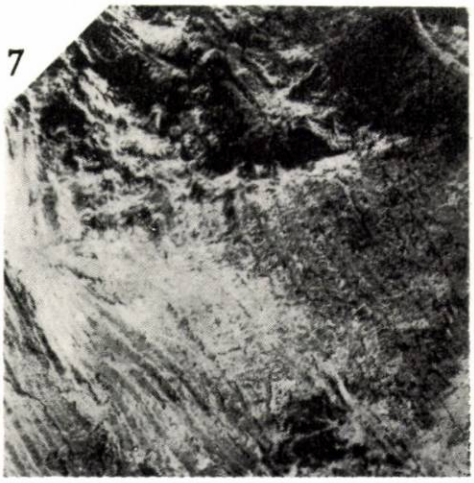

2

3


4


5


6


7

PLANȘA II

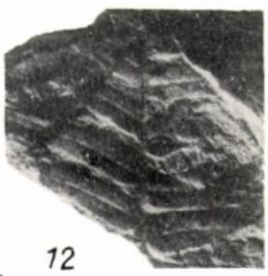
Fig. 8. — *Asolanus camptotaenia* Wood. ; mărime naturală.
Fig. 9. — *Stigmaria ficoides* Brongn. ; mărime naturală.
Fig. 10. — *Asterophyllites longifolius* Sternb. ; mărime naturală.
Fig. 11. — *Sphenophyllum cuneifolium* Sternb. ; × 1.
Fig. 12. — *Neuropteris schlehani* Stur ; mărime naturală.
Fig. 13. — *Alethopteris lonchitica* Schloth. ; × 3.
Fig. 14. — *Neuropteris tenuifolia* Schloth. ; mărime naturală.
Fig. 15. — *Neuropteris ovata* Hoffm. ; mărime naturală.
Fig. 16. — *Neuropteris* cf. *attenuata* Lindley et Hutton ; × 1.
Fig. 17. — *Neuropteris* cf. *arberi* Crookall ; × 1.

8

9

10

11


12

13

14

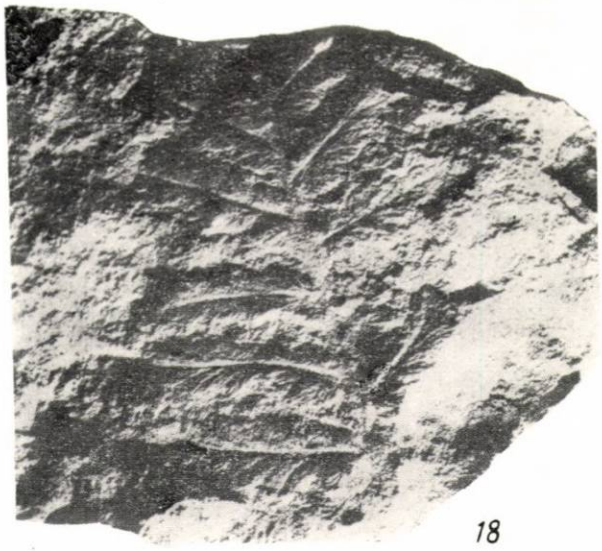
15

16

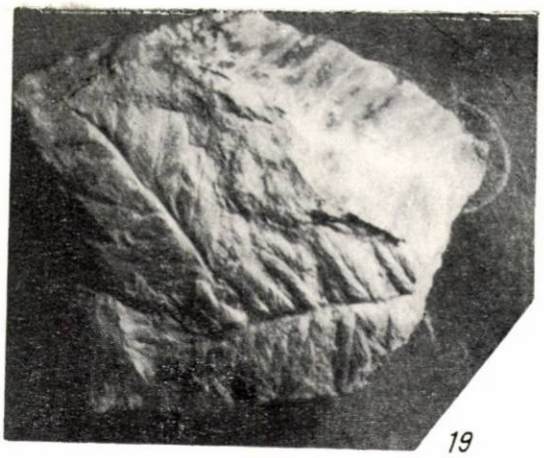
17

PLANȘA III

Fig. 18. — *Mariopteris sauveuri* Brongn. ; mărime naturală.
Fig. 19. — *Mariopteris nervosa* Brongn. ; mărime naturală.
Fig. 20. — *Palaeostachya pedunculata* Will. ; mărime naturală.
Fig. 21. — *Mariopteris hirsuta* Corsin ; mărime naturală.
Fig. 22. — *Mariopteris* sp. ; × 2.
Fig. 23. — *Pecopteris plumosa-dentata* (Artis-Brongn.) Corsin ; mărime naturală.
Fig. 24. — *Pecopteris saraefolia* P.B. ; mărime naturală.
Fig. 25. — *Pecopteris miltoni* Artis ; mărime naturală.
Fig. 26. — *Lepidostrobus* sp. ; × 1.



18



19

20

21

24

23

22

25

26

Dacă aruncăm o privire de ansamblu asupra întregii flore fosile colectate, se observă că, în zona Baia Nouă, s-au găsit aceleași asociații floristice întîlnite și în bazinele carbonifere din Europa Occidentală și America de Nord . Depozitele studiate pot fi echivalente cu cele din Bazinul Sarre-Lorraine (Assise de Sulzbach și Assise de la Houve).

CONCLUZII

Zona Baia Nouă este constituită din depozite de vîrstă carboniferă, alcătuite din conglomerate, gresii, argile cărbunoase și cărbuni. În cuprinsul acestor depozite se găsesc resturi de plante fosile reprezentate prin *Lepidophyta, Articulata* și *Pteridophyta.*

Prin determinarea plantelor fosile colectate, s-au putut face precizări stratigrafice de detaliu. Astfel s-a constatat că depozitele purtătoare de cărbuni aparțin westphalianului superior (C—D partea inferioară), nu stephanianului cum a fost considerat de cei mai mulți cercetători. Acest fapt este demonstrat prin apariția speciilor rare și caracteristice, care au o extindere stratigrafică limitată la aceste nivele.

Prezența *Calamitelor* și *Lepidophytelor* în cantitate mare evocă în timpul carboniferului o mare depresiune mlăștinoasă (C. Greber, 1965). De asemenea, apariția acestor arbori de talie mare ne demonstrează că în momentul depunerii depozitelor de la Baia Nouă a existat o climă caldă și umedă, propice dezvoltării acestor plante. Această observație este confirmată și de lipsa inelelor anuale de creștere, constatată în analiza petrografică a acestor cărbuni.

OBSERVATIONS SUR LE CONTENU PALÉOBOTANIQUE DES DÉPÔTS CARBONIFÈRES DE LA ZONE DE BAIA NOUĂ (BANAT)

RÉSUMÉ

Dans la zone de Baia Nouă les dépôts carbonifères sont constitués par des conglomérats, grès, argiles charbonneuses et charbons, qui renferment de nombreux restes de plantes fossiles — qui ont été identifiées — représentées par *Lephidophytae, Articulatae et Pteridophytae.* Ils apparaissent sous forme de feuilles, segments, folioles et fruits.

Par la détermination des plantes fossiles collectées, on a pu faire des précisions stratigraphiques de détail. Ainsi, on est arrivé à la conclusion que les dépôts charbonneux de la zone de Baia Nouă appartiennent au Westphalien supérieur (C—D inférieur), fait démontré par l'apparition des espèces rares, la majorité étant caractéristiques pour cet étage *(Asterophyllites longifolius, Sphenophyllum cuneifolium, Mariopteris nervosa, M. Sauveuri, M. hirsuta, Alethopteris serli, Neuropteris attenuata, N. ovata, N. tenuifolia, N. arberi, Sigillaria polyploca, Pecopteris raconensis et P. saraefolia).*

Par leur contenu paléobotanique, les dépôts du Carbonifère de la zone de Baia Nouă peuvent être équivalents à ceux du bassin de Sarre-Lorraine (Assise de Sulzbach et Assise de la Houve).

La présence des Calamites et des Lépidophytes en grande quantité atteste l'existence d'une grande dépression marécageuse pendant le Carbonifère. Leur apparition démontre en même temps l'existence, au moment de la formation des dépôts de Baia Nouă, d'un climat chaud et humide, favorable au développement de ces plantes.

BIBLIOGRAFIE

Corsin P. (1951), *Bassin houiller de la Sarre et de la Lorraine.* **I.** *Flore fossile*, 3 ème fasc., *Mariopteridées*, Et. Gîtes minéraux de la France.

Greber C. (1965), *Flore et stratigraphie du Carbonifére des Alpes Françaises*, Mem. B.R.G.M., *21.*

Răileanu Gr. (1962), *Cercetări geologice în regiunea Svinița — Fața Mare*, Bul. șt. Acad. R.P.R., **2**, *2.*

Semaka Al. (1962), *Observațiuni asupra florelor paleomesozoice din danubianul Banatului*, D. S. Inst. geol., **XLVII.**

Stockmans F. (1962), *Paléobotanique et Stratigraphie*, C. R. d. 4 e Congr. p. l'avanc. des études de stratigr. et de géol. du Carbonif., Heerlen, **III**, 1958.

Stur D. (1885), *Die Carbonflora der Schatzlarer Schichten*, Beiträge zur Kenntnis der Flora der Vorwelt, **II**, *1*, *2.*

Primit în redacție la 7 martie 1969

Institutul geologic

NOI CONTRIBUȚII LA STUDIUL PALEONTOLOGIC ȘI STRATIGRAFIC AL DEPOZITELOR ALBIENE DIN PLATFORMA MOESICĂ

DE

RADU MUȚIU

55(05)

Depozitele albiene au fost menționate pentru prima dată pe teritoriul Platformei Moesice în anul 1962 de N. D i m i t r o v a, pe malul bulgăresc al Dunării, în zona portului Ruse, și atribuite stratigrafic albianului mediu ; vizavi, pe malul românesc, în zona portului Giurgiu, unele date macrofaunistice privind depozitele albiene au fost publicate de T. N e a g u (1959) și de M. P a u c ă și D. P a t r u l i u s (1966).

Cercetările autorilor sus menționați au fost limitate doar la studiul paleontologic al unei mici zone deschise prin excavațiile executate pentru construirea podului de peste Dunăre, iar vîrsta sedimentelor a fost atribuită, pe criteriul macrofaunistic, albianului mediu.

Studii paleontologice sistematice și de detaliu privind fauna albiană extrasă din carotele forajelor executate pe întreaga suprafață a platformei, care au constituit primele argumente paleontologice în vederea orizontării și corelării depozitelor albiene în unitatea moesică, au fost executate de R. M u ț i u (1961—1971)[1]. Același autor publică în anul 1969 o sinteză privind stadiul de cunoaștere a depozitelor albiene din platformă, punîndu-se în evidență, pe baza amoniților caracteristici, toate subetajele albianului : albian inferior (*Leymeriella tardefurcata*), albian mediu (*Anahoplites intermedius*), albian superior bazal (*Hysteroceras orbigny*, *H. vari-*

[1] Tema 129 B/1961 ; T.143/1962 ; T. 159/1963 ; T. 180/1964 ; T. 193/1965 ; T. 200/1966, T. 239/1970, arh. M.M.P.G.

St. cerc. geol., geof., geogr., seria geologie, t. 17, nr. 1, p. 131—150, București, 1972

cosum), albian superior terminal — vraconian (*Mariella milliaris* și *Anisoceras perarmatum*).

Lucrarea de față vine să completeze intervalul paleontologic al depozitelor albiene din unitatea moesică, printr-o nouă faună, îndeosebi de amoniți albieni superior, extrași în exclusivitate din carotele forajelor Departamentului Petrolului executate în Platforma Moesică în ultimii ani, aducînd noi precizări în detalierea stratigrafică a depozitelor albiene din unitatea studiată.

S-au determinat următoarele forme fosile;

Serpula aff. *arcuata* Munst.
Barbatia sp.
Grammatodon carinatus Sow.
Aucellina grypheoides Sow.
Inoceramus concentricus Park.
Inoceramus subsulcatus Wilt.
Inoceramus sulcatus Park.
Plicatula gurgitis Pict.
Hamites aff. *tenuis* Sow.
Hamites (S) cf. *subvirgulatus* Spath.
Lechites communis Spath.
Lechites cf. *gaudini* Pict.
Anisoceras cf. *perarmatum* Sow.
Anisoceras sp.
Idiohamites cf. *spinulosus* Sow.
Idiohamites sp. aff. *tuberculatus* Sow.
Ostlingoceras puzosianum Orb.
Mariella bergeri Brong.
Scaphites meriani Pict.
Hoplites dentatus Sow.
Anahoplites cf. *praecox* Spath.
Anahoplites planus Mant.
Anahoplites planus discoideus Spath.
Anahoplites aff. *transcaspius* Glauzun.
Callihoplites sp.
Callihoplites aff. *strigosus* Spath.
Hysteroceras varicosum Sow.
Hysteroceras orbigny Spath.
Puzosia mayoriana d'Orbigny.
Puzosia sp.

DESCRIEREA SISTEMATICĂ A FAUNEI

Clasa: CHÈTOPODA Blaineville 1815

Subclasa: Polycheta

Familia: SERPULIDAE Burmeister

Genul: Serpula Linné

Serpula aff. **arcuata** Munster

(pl. 1, fig. 1)

1960 *Serpula* aff. *arcuata* : Paucă și Patrulius, p. 88, pl. 1, fig. 6.

Răspîndire : a fost citată în depozitele albiene medii de la Giurgiu ; provine din gresiile albiene inferioare în asociație cu *Leymeriella tardefurcata* din regiunea Sărulești.

Clasa: LAMÈLLIBRANCHIATA Blaineville 1816

Ordinul: TAXODONTA Neumayr 1883

Subordinul: **PSEUDOCTENODONTA** Deschaseaux 1943

Familia: ARCIDAE Lamarck

Genul: Barbația Gray

Barbația sp.

(pl. I, fig. 4)

Răspîndire : marnele albiene din regiunea Corbii Mari.

Familia: **PARALELODONTIDAE** Dall

Genul: **Grammatodon** Meek și Hayden 1860

Grammatodon carinatus Sowerby

(pl. 1, fig. 2)

1853 *Arca carinata*: Pictet și Roux, pl. 37, fig. 1, a, b, c, d.
1960 *Grammatodon carinatus*: Deușciță și colab., p. 177, pl. 2, fig. 9 a, b și 10.

Răspîndire: apțianul — albianul inferior din Caucaz, albianul din Crimeea, Peninsula Mangîșlak, R.S.S. Tadjică, Elveția, Franța; albian-cenomanianul din Anglia. Provine din gresiile marnoase ale albianului inferior din regiunea Călărași, fiind în asociație cu *Leymeriella tardefurcata*.

Familia: **PTERIIDAE** Meek

Genul: **Aucellina** Pompecky 1901

Aucellina grypheoides Sowerby

1905 *Aucellina grypheoides*: Woods, p. 72, pl. 10, fig. 6—13.
1952 *Aucellina grypheoides*: Dimitrova, p. 315, pl. 1, fig. 4.
1960 *Aucellina grypheoides*: Drușciță și colab., p. 180, pl. 3, fig. 12 a, b, 13 a, 14 a, 16.
1969 *Aucellina grypheoides*: Mutiu, p. 503, pl. 2, fig. 4—10.

Răspîndire: albianul superior — cenomanianul inferior din Caucazul de nord, Peninsula Mangîșlak, Elveția, Franța, Anglia de sud etc. Este specie des întîlnită în Platforma Moesică, în asociație cu *Anisoceras perarmatum*, *Mariella bergeri*, *Ostilingoceras puzosianum*. Provine din regiunea Mîrșa.

Familia: **PERNIDAE** Zittel

Genul: **Inoceramus** Sowerby 1819

Inoceramus concentricus Parkinson

(pl. I, fig. 6)

1853 *Inoceramus concentricus*: Pictet et Roux, pl. 42, fig. 2.
1913 *Inoceramus concentricus*: Woods, p. 265, pl. 45, fig. 11; pl. 46. fig. 1—10.
1960 *Inoceramus concentricus*: Drușciță și colab., p. 184, pl. 17, fig. 5—6 a, b.
1966 *Inoceramus concentricus*: Filipescu și Grigorescu, p. 419, pl. 5.
1969 *Inoceramus concentricus*: Mutiu, p. 504, pl. 1, fig. 1—8.

Răspîndire : albianul mediu-superior din sudul Angliei, Europa de apus, Crimeea, Caucaz, America de Nord. Provine din regiunea Sterianu etc.

Inoceramus subsulcatus Wiltshire

(pl. II, fig. 1)

1960 *Inoceramus subsulcatus* : Druşciţa şi colab., p. 185, pl. 7—8.

Răspîndire : albianul din Europa de apus, sudul Angliei, nordul Americii ; albianul mediu şi superior din Caucazul de nord, Dagastan. Provine din regiunea Sterianu (albian superior).

Inoceramus sulcatus Parkinson

(pl. II, fig. 2 şi 3)

1913 *Inoceramus sulcatus* : Woods, p. 269, pl. 47, fig. 15—20.
1960 *Inoceramus sulcatus* : Druşciţa şi colab., p. 185, pl. 7, fig. 9—10.
1969 *Inoceramus sulcatus* : Muţiu, p. 504, pl. 1, fig. 15.

Răspîndire : albianul superior din Anglia de sud, albianul din Elveţia, albianul mediu şi superior din Caucazul de nord etc. Provine din regiunea Sterianu etc.

Genul : **P l i c a t u l a** Lamarck 1801

Plicatula gurgitis Pictet et Roux

(pl. II, fig. 5)

1853 *Plicatula gurgitis* : Pictat et Roux, p. 517, pl. 47, fig. 4.
1916 *Plicatula gurgitis* : Woods, p. 137, pl. 25, fig. 13—21.
1960 *Plicatula gurgitis* : Druşciţa şi colab., p. 196, pl. 14, fig. 5—7.
1960 *Plicatula gurgitis* : Paucă şi Patrulius, p. 91, pl. 2, fig. 13—14.
1960 *Plicatula gurgitis* : Muţiu, p. 505, pl. 1, fig. 16—20, pl. 2, fig. 1.

Răspîndire : albianul din sudul Angliei, din Franţa, Elveţia, Europa de nord ; albianul mediu-superior din Caucaz şi Crimeea. Provine din regiunea Corbii Mari (albian superior).

Ordinul : **AMMONITIDA** Miller și Furnish

Suprafamilia : ***TURRILITACEAE*** Meek 1876

Familia : **HAMITIDAE** Hyatt 1900

Genul : **Hamites** Parkinson 1811

Hamites aff. tenuis Sowerby

(pl. III, fig. 1)

1941 *Hamites tenuis* : Spath, p. 628, fig. 14 ; pl. 70, fig. 2, 16, 17.

Răspîndire : albianul mediu (în special subzonele *lautus-nitidus-cristatum*) din Anglia (Folkertone, Kent, Sussex etc.), Franța. Provine din regiunea Viișoara.

Subgenul : ***Stomohamites*** Breistroffer 1940

Hamites (Stomohamites) cf. subvirgulatus Spath

(pl. III, fig. 5)

1941 *Hamites (Stomohamites) subvirgulatus* : Spath, part. 14, p. 645, text 13, fig. 234.

Răspîndire : albianul superior (subzonele *subaequatorialis*, *substuderii* și *dispar*) din Anglia și Franța. Provine din marnele albiene superioare din regiunea Manolache—Tînganu.

Familia : **BACULITIDAE** Meek 1876

Genul : **Lechites** Nowak 1908

Lechites communis Spath

(pl. III, fig. 3 și 4)

1941 *Lechites communis* : Spath, p. 666, 687, pl. text fig. 244 c.

Răspîndire : albianul superior (subzona *aequatorialis-dispar*) din Anglia (Greensand, Cambridge). Provine din marnele albiene superioare din regiunea Brîncoveanu.

Lechites cf. **gaudini** Pictet et Campiche

1861 *Baculites gaudini*: Pictet et Campiche, p. 112, pl. 15, fig. 5—9.
1862 *Baculites gaudini*: Hauer, p. 648, pl. 2, fig. 5—10.
1856 *Baculites gaudini*: Stoliczka, p. 129, pl. 91, fig. 7—9.
1941 *Baculites gaudini*: Spath, p. 662, pl. 72, fig. 4, 7, 9, 10, text. fig. 242.
1968 *Lachites gaudini:* Wiedemann et Dieni, p. 62, pl. 6, fig. 1—5, 7—9.

Răspîndire: albianul superior (subzona *varicosum-dispar*) din Anglia, Franța, Ungaria, Polonia, India, Japonia etc. Provine din gresiile glauconitice din regiunea Manolache.

Baculites sp.

(pl. III, fig. 5)

Provine din marnele albiene superioare din regiunea Brîncoveanu.

Familia: **ANISOCERATIDAE** Hyatt 1900

Genul: **Anisoceras** Pictet 1854

Anisoceras cf. **perarmatum** Sowerby

(pl. IV, fig. 1)

1861 *Anisoceras perarmatum*: Pictet et Campiche, p. 45, pl. 48, fig. 7, 8; pl. 49, fig. 1.
1862 *Hamites* (*Anisoceras*) *perarmatum*: Hauer, p. 644, pl. 2, fig. 2—4.
1968 *Anisoceras* (*Anisoceras*) *perarmatum*: Wiedemann et Dieni, p. 65, pl. 7, fig. 9.

Răspîndire: albianul superior din Anglia (subzona *aequatorialis* și în special cu *substuderi* și *dispar*) din regiunea Cambridge, Sussex, Dorset etc., gresiile verzi albiene superioare din Franța, Ungaria (Bacony) etc., bazinul Rucărului etc. Provine din marnele regiunii Corbii Mari, găsit în asociație cu *Mariella bergeri*.

Anisoceras sp.

(pl. IV, fig. 2)

Provine din marnele albiene superioare din regiunea Ștefan cel Mare și apare în asociație cu *Hysteroceras orbigny* și *Anahoplites planus*.

Genul: **Idiohamites** Spath 1925

Idiohamites cf. **spinulosus** Sowerby

(pl. IV, fig. 3)

1939 *Idiohamites spinulosus*: Spath, p. 589, text fig. 210.

Răspîndire: albianul superior (subzonele *varicosum* și *auritus* inferior), stratul 10—11 inferior din Folkestone. Provine din marnele albiene superioare, întîlnite în sonda Ștefan cel Mare.

Idiohamites sp. aff. **tuberculatus** Sowerby

(pl. IV, fig. 4)

1939 *Idiohamites tuberculatus*: Spath, p. 582, pl. 64, fig. 12; pl. 65, fig. 3, 4, 10, text fig. 206 a—h.

Răspîndire: a fost citată în albianul superior (subzona *orbigny-auritus*) din Anglia (Folkestone), Franța, Elveția.

Provine din marnele albiene superioare din regiunea Ștefan cel Mare și este în asociație cu *Hysteroceras orbigny*.

Familia: **TURRILITIDAE** Meek 1876

Genul: **Ostlingoceras** Hyatt 1900

Ostlingoceras (Ostlingoceras) puzosianum (d'Orb.)

(pl. IV, fig. 5)

1842 *Turrilites puzosianum*: d'Orbigny, p. 587, pl. 143, fig. 1—2.
1847 *Turrilites puzosianus*: Pictet în Pictet et Roux, p. 151, pl. 15, fig. 3—6.
1861 *Turrilites puzosianus*: Pictet et Campiche, partea a 2-a, p. 139, pl. 159, fig. 3—6.
1937 *Ostlingoceras puzosianum*: Spath, partea 12, p. 523, pl. 58, fig. 38—48, text fig. 183.
1952 *Ostlingoceras puzosianum*: Piveteau, p. 611, pl. 3, fig. 10, 10 a, b.
1960 *Ostlingoceras puzosianum*: Druștița și colab., p. 266, pl. 12, fig. 4, a, b, 5.
1960 *Ostlingoceras (Ostlingoceras) puzosianum*: Chiriac, p. 463, pl. 4, fig. 35—40.
1968 *Ostlingoceras (Ostlingoceras) puzosianum*: Wiedmann et Dieni, p. 79, pl. 9, fig. 1.

Răspîndire: albianul superior terminal din Cambridge, Dorset, Savoia, Caucaz. În țara noastră este menționat în vraconianul din Dobrogea de sud și întîlnit de noi în ostlingoceratianul de pe valea Pravăț (nord de Cîmpulung). Provine din marnele albianului superior terminal (ostlingoceratian) din regiunea Mîrșa.

Genul : **Mariella** Nowak 1916

(non **Mariella** Gray 1855)

Paraturilites Breistroffer 1947

Subgenul : ***Mariella*** Wright 1957

Mariella (Mariella) bergeri (Brongniart)

(pl. IV, fig. 6—6a)

1822 *Turrilites bergeri* : Brongniart, p. 395, pl. 7, fig. 3—ab (in d'Orbigny, p. 590).
1842 *Turrilites bergeri* : d'Orbigny, p. 590, pl. 143, fig. 3—6.
1862 *Turrilites bergeri* : Pictet et Campiche, vol. 2, p. 134, pl. 58, fig. 1 a, b ; 2 a, b.
1937 *Mariella bergeri* : Spath, partea 12, p. 510, pl. 57, fig. 28, text fig. 17, 18 (sinonimie completă).
1947 *Paraturrilites bergeri* : Breistroffer 36, p. 62, fig. 28.
1960 *Mariella (Mariella) bergeri* : Chiriac, p. 454, pl. 1, fig. 10—11.
1960 *Mariella bergeri* : Drușcița și colab., p. 266, pl. 12, fig. 2 și 3 a—b.
1968 *Paraturrilites (Bergericeras) bergeri* : Wiedmann et Dieni, p. 180, pl. 17, fig. 5.

Răspîndire : albian superior terminal (ostlingoceratianul), zona cu *Stoliscaia dispar* din Anglia (Folkestone), în Elveția și Caucazul de nord. În țara noastră este întîlnită în Dobrogea de sud. Provine din marnele din regiunea Corbii Mari.

Suprafamilia : ***SCAPHITACEAE*** Meek 1876

Familia: **SCAPHITIDAE** Meek 1876

Subfamilia : **SCAPHITINAE** Meek 1876

Genul : **Scaphites** Parkinson 1811

Subgenul : ***Scaphites*** Parkinson 1811

Scaphites (Scaphites) meriani Pictet et Campiche

(pl. V, fig. 2—3)

1861 *Scaphites meriani* : Pictet et Campiche, p. 16, pl. 44, fig. 1—4 și 8.
1965 *Scaphites (Scaphites) meriani* : Wiedmann, p. 426, pl. 54, fig. 6 ; pl. 57, fig. 3 și 4, text fig. 5 a, b, c,
1968 *Scaphites (S) meriani* : Wiedmann et Dieni, p. 80, pl. 7 și 8, fig. 5.

Răspîndire : vraconianul din Elveția (St. Croix), Savoia, Sardinia și hysteroceratinul din Madagascar și Sardinia. Provine din marnele albiene superioare din regiunea Petrești—Izvorul și apare în asociație cu *Hamites perarmatus*.

Familia : **HOPLITIDAE** Douville

Sub famila: **HOPLITINAE** Douville 1890

Genul : **Hoplites** Neumayr 1875

Subgenul : ***Hoplites*** s.s.

Hoplites (Hoplites) dentatus Sow.

(pl. V, fig. 4)

1925 *Hoplites dentatus* Sowerby, Spath, p. 101, pl. 7, fig. 5—10, text fig. 23—24.
1953 *Hoplites dentatus* : Glazunova, p. 64, pl. 15, fig. 1 a—c, 2 a—c.
1967 *Hoplites dentatus* : Dimitrova, p. 193, pl. 93, fig. 1 e și 5.

Răspîndire : albianul mediu din Anglia (Folkestone, Sussex etc.), Franța, Bulgaria, U.R.S.S. etc. Provine din marno-calcarele albiene medii din regiunea Dîrza și din Dobrogea de sud.

Hoplites cf. **dentatus** (Sow.) var. **robusta** Spath

(pl. V, fig. 5).

1925 *Hoplites dentatus* (Sow.) war. *robusta*: Spath, p. 103, pl. 7, fig. 7 și 9 a—b.

Răspîndire : albianul mediu din Anglia. Provine din marno-calcarele din partea de est a Platformei Moesice.

Genul : **Anaholpites** Hyatt 1900

Anahoplites praecox Spath

(pl. V, fig. 6)

1925 *Anahoplites praecox* : Spath, partea a 3-a, pl. 11, fig. 3, p. 412, text fig. 32 a, b și 35
1935 *Anahoplites praecox* : Glazunova, p. 80, pl. 24, fig. 2 a—c.

Răspîndire : albianul mediu (subzona *intermedius*) din Anglia (Folkestone). Provine din marnele cu *Anahoplites intermedius* din regiunea Cîrligați.

Anahoplites planus Mantell

(pl. V, fig. 7)

1925 *Anahoplites planus* : Spath, partea a 3-a, p. 137, pl. 12, fig. 8 a, b și 9 ; pl. 13, fig. 2a, b și 9 ; pl. 14, fig. 4a—b, text fig. 39—41.
1953 *Anahoplites planus* : Glazunova, p. 75, pl. 21, fig. 1 a, b, 2, 3, 4 a, b și 5 a, b.

H = 51 mm ; Do = 13 mm

Răspîndire : albianul mediu (subzona *intermedius — cristatum*) și albianul superior (subzona *orbigny-auritus-aequatorialis*) din Anglia, Franța, U.R.S.S. În R.S. România este citat și în depozitele albiene medii de la Giurgiu. Provine din marnele albiene superioare din regiunea Ștefan cel Mare.

Anahoplites planus discoideus Spath

(pl. V, fig. 8 ; pl. VI, fig. 1)

1925 *Anahoplites planus* var. *discoideus* : Spath, partea a 3-a, p. 137, pl. 13, fig. 2 a—b ; pl. 14, fig. 4 a, b.
1953 *Anahoplites planus discoideaus* : Glauzunova, p. 76, pl. 22, fig. 1 a, b.
1960 *Anahoplites planus discoideus*: Paucă și Patrulius, p. 94, pl. 4, fig. 27 ; pl. 5, fig. 29.

Răspîndire : albianul mediu din Anglia (subzona *intermedius-cornutum*), Franța, U.R.S.S. În R. S. România a mai fost citat la Giurgiu. Provine din regiunea Tînganu.

Anahoplites aff. **transcaspius** Glazunova

(pl. VI, fig. 2)

1953 *Anahoplites transcaspius* : Glazunova, p. 72, pl. 20, fig. 2 a—b, 3 a—c și 4.

Răspîndire : albianul mediu din Peninsula Mangîșlak. În Kopet Dag constituie fosilă de subzonă. Provine din regiunea Cîrligați.

Genul : **Callihoplites** Spath 1928

Callihoplites aff. **strigosus** Spath

(pl. VI, fig. 5)

1926 *Callihoplites strigosus* : Spath, partea a 4-a, p. 194, pl. 17, fig. 18 ; fig. 3 ; pl. 19, fig. 1 a, b ; pl. 20, fig. 4, a, b, text fig. 59.

Răspîndire : albianul superior (subzona *auritus* și *aequatorialis*) din Anglia (Folkestone, Kent etc.). Provine din marnele albiene superioare din regiunea Tînganu.

Callihoplites sp.

(pl. VI, fig. 4)

Provine din albianul superior din regiunea Ștefan cel Mare.

Suprafamilia : *ACANTHOCERATACEAE* Hyatt 1900

Familia: **BRANCOCERATIDAE** Spath 1933

Subfamilia: **BRANCOCERATIDAE** Spath 1933

Genul : **Hysteroceras** Hyat 1900

Hysteroceras orbigny Spath

(pl. VI, fig. 6 și 7)

1841 *Ammonites varicosus* Sow. : Orbigny, p. 294, pl. 87, fig. 3.
1847 *Ammonites varicosus* Sow : Pictet et Roux, pl. 19, fig. 3, a, b, și 4 a, b.
1934 *Hysteroceras orbigny* : Spath, p. 483, pl. 49, fig. 4—6a, b ; pl. 50, fig. 2 și 5 ; pl. 52, fig. 2, 4 și 8 ; pl. 54, fig. 8 a, b ; pl. 56, fig. 15 ; pl. 92, fig. 2, text fig. 161 a — d, 166—169.
1969 *Hysteroceras orbigny*: Muțiu, p. 506, pl. 3, fig. 2—6.
1968 *Hysteroceras orbigny* : Wiedmann et Dieni, p. 137, pl. 13, fig. 1—3.

Răspîndire : albianul superior (subzona *cristatum-auritus* și în special subzona cu *H. orbigny*) din Anglia (Folkestone, Sussex, Cambridge etc.), Franța de nord, Bulgaria, Kopet Dag. În R.S. România a mai fost citată în Carpații Apuseni și în Dobrogea de sud. Provine din regiunile Ștefan cel Mare, Manolache, Tînganu etc.

Hysteroceras varicosum Sowerby

(pl. VII, fig. 1, 2 și 3)

1841 *Ammonites varicosum* : Obigny, p. 294.
1847 *Ammonites varicosum* : Pictet et Roux, p. 100, pl. 9, fig. 5 a.
1924 *Hysteroceras varicosum* : Spath, p. 473, pl. 49, fig. 5, a, b, 10 și 11 a, b, text fig. 16 e—g, 160—164.
1969 *Hysteroceras varicosum* : Muțiu, p. 50, pl. 2, fig. 18—19.

Răspîndire: albianul superior din Anglia (subzona *varicosum*, stratul 10 din Folkestone, Sussex, Devon, Dorset etc.) și Franța. Provine din marnele superioare și apare în asociație cu *Inoceramus sulcatus* (regiunea Moara Vlăsiei, Sterianu).

Familia: **MORTONICERATIDAE** Spath 1925

Subfamilia: **MORTONICERATINAE** Spath 1925

Genul: **Mortoniceras** Meek 1876

Subgenul: ***Durnovarites*** Spath 1932

Mortoniceras (Durnovarites) sp.

(pl. VII, fig. 4 și 5)

Răspîndire: albianul superior din Platforma Moesică — Corbii Mari în asociație cu *Anisoceras perarmatum*.

Suprafamilia: ***DESMOCERATACEAE*** Zittel 1895

Familia: **DESMOCERATIDAE** Zittel 1895

Subfamilia: **PUZOSIINAE** Spath 1922

Genul: **Puzosia** Bayle 1878

Puzosia mayoriana Orbigny

(pl. VIII, fig. 1 și 2)

1841 *Ammonites mayorianus*: d'Orbigny, p. 207, pl. 79.
1907 *Ammonites mayoriana*: Jacob, p. 38, pl. 16, fig. 1 a, b.
1923 *Puzosia mayoriana*: Spath, p. 42, pl. 1, fig. 9 a—b și 10 a, b, text fig. 10.
1952 *Puzosia mayoriana*: Piveteau, p. 649, pl. 17, fig. 7, a, 7 b.
1960 *Puzosia mayoriana*: Druștiță și colab., p. 301, pl. 46, fig. 1 a, b; pl. 2, fig. 1 b.

Răspîndire: este citată în albianul din Franța și se întîlnește în albianul superior din Anglia (Sussex, Folkestone).

Provine din marnele albiene superioare din regiunea Ștefan cel Mare, Băcălești etc., în asociație cu *Hysteroceras varicosum* și *Hysteroceras orbigny*.

Puzosia species

(pl. VIII, fig. 3 și 4)

Provine din marnele albiene superioare din regiunea Corbii Mari, fiind în asociație cu *Anisoceras perarmatum* și *Scaphites meriani*.

CONSIDERAȚII STRATIGRAFICE

Depozitele albiene (inclusiv vraconiene) din Platforma Moesică românească prezintă o grosime de circa 750 m, avînd o largă răspîndire pe orizontală, începînd din partea de vest de la Milești — vest Craiova — Coveiu, în est pînă la linia nord Jugureanu—Victoria—sud Piua Pietrii, iar către nord pînă la o linie aproximativă, întîlnită în forajele de la Spineni — Tinosu (fig. 1), ce au interceptat falia pericarpatică; punctul cel mai sudic a fost identificat în zona Giurgiu — Ruse.

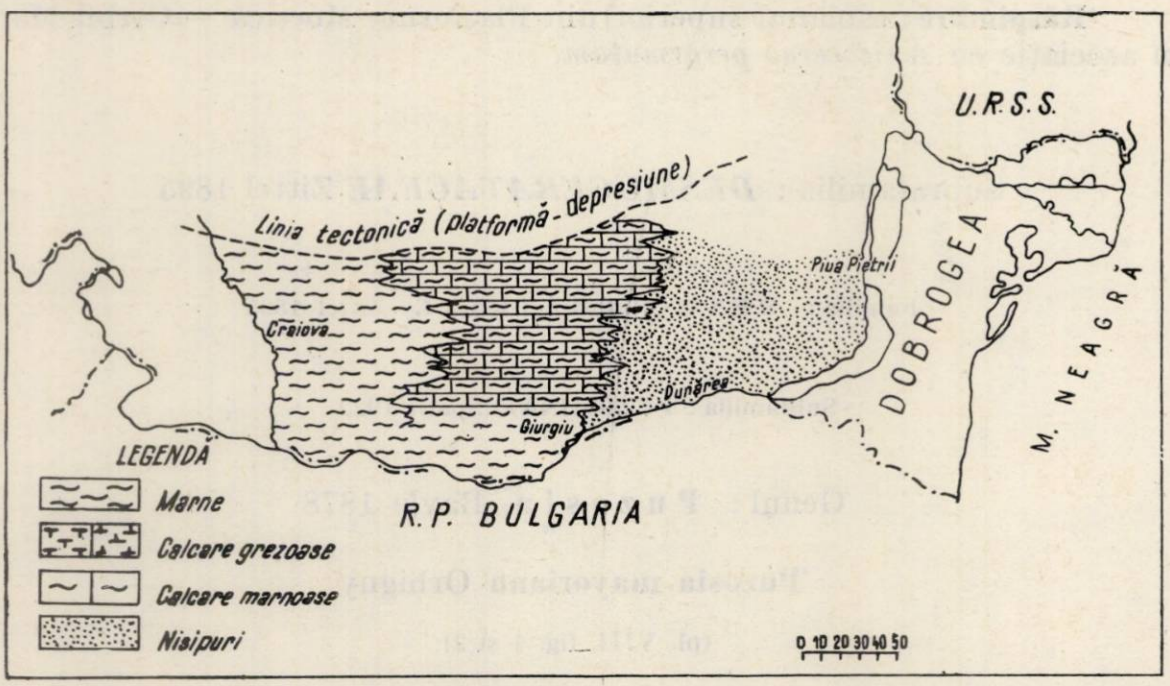


Fig. 1. — Platforma Moesică, răspîndirea faciesurilor albiene.

În cadrul unității moesice, sedimentele albiene ar putea fi individualizate în general în trei regiuni litologice caracteristice (fig. 2) — o regiune în partea de vest în care predomină faciesul marnos cu cefalopode, o regiune la est, reprezentată prin gresii glauconitice, și o regiune centrală (Hîrlești —Glavacioc), caracterizată prin preponderența faciesului calcaros (calcare grezoase).

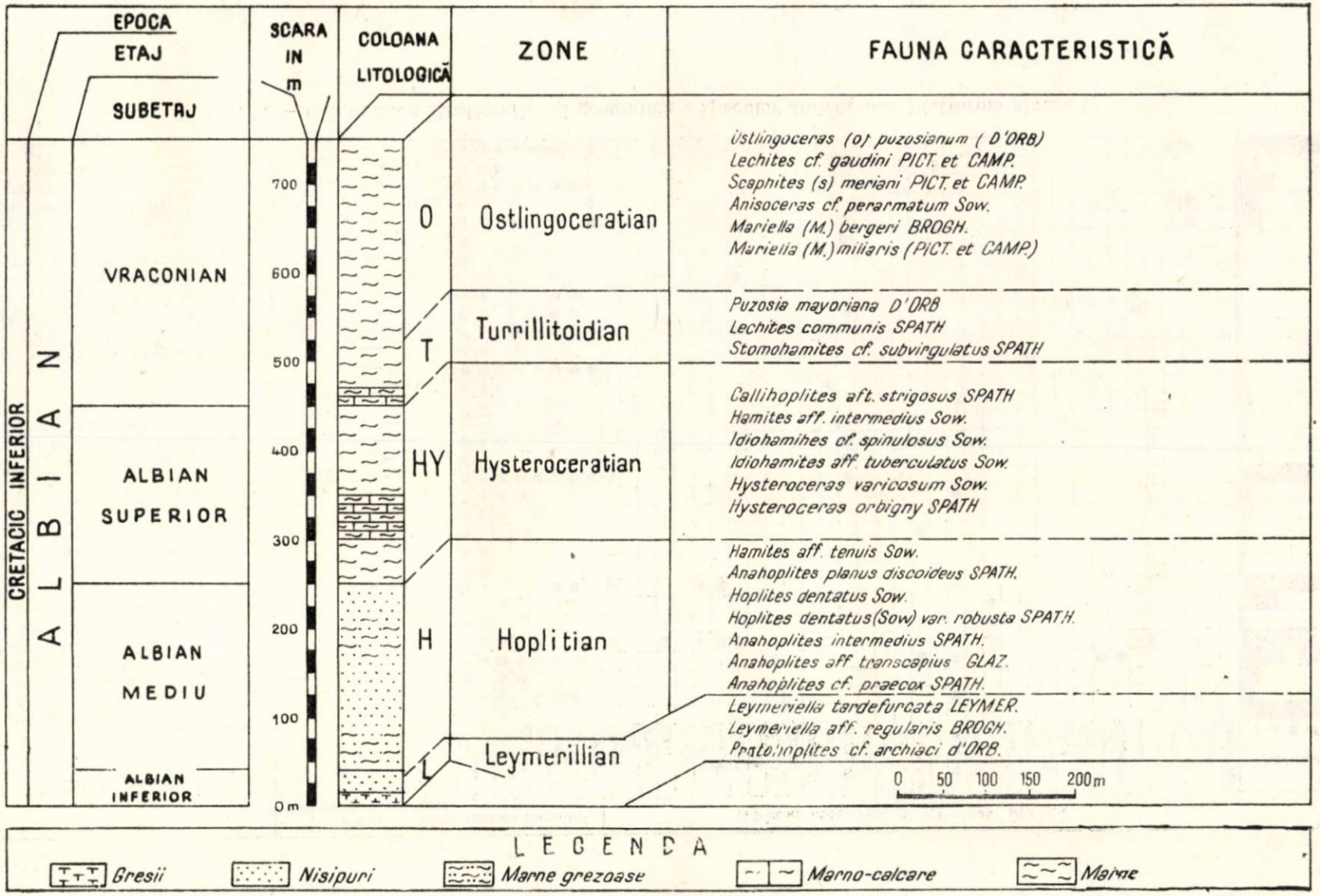


Fig. 2. — Coloana stratigrafică sintetică a depozitelor albiene din Platforma Moesică.

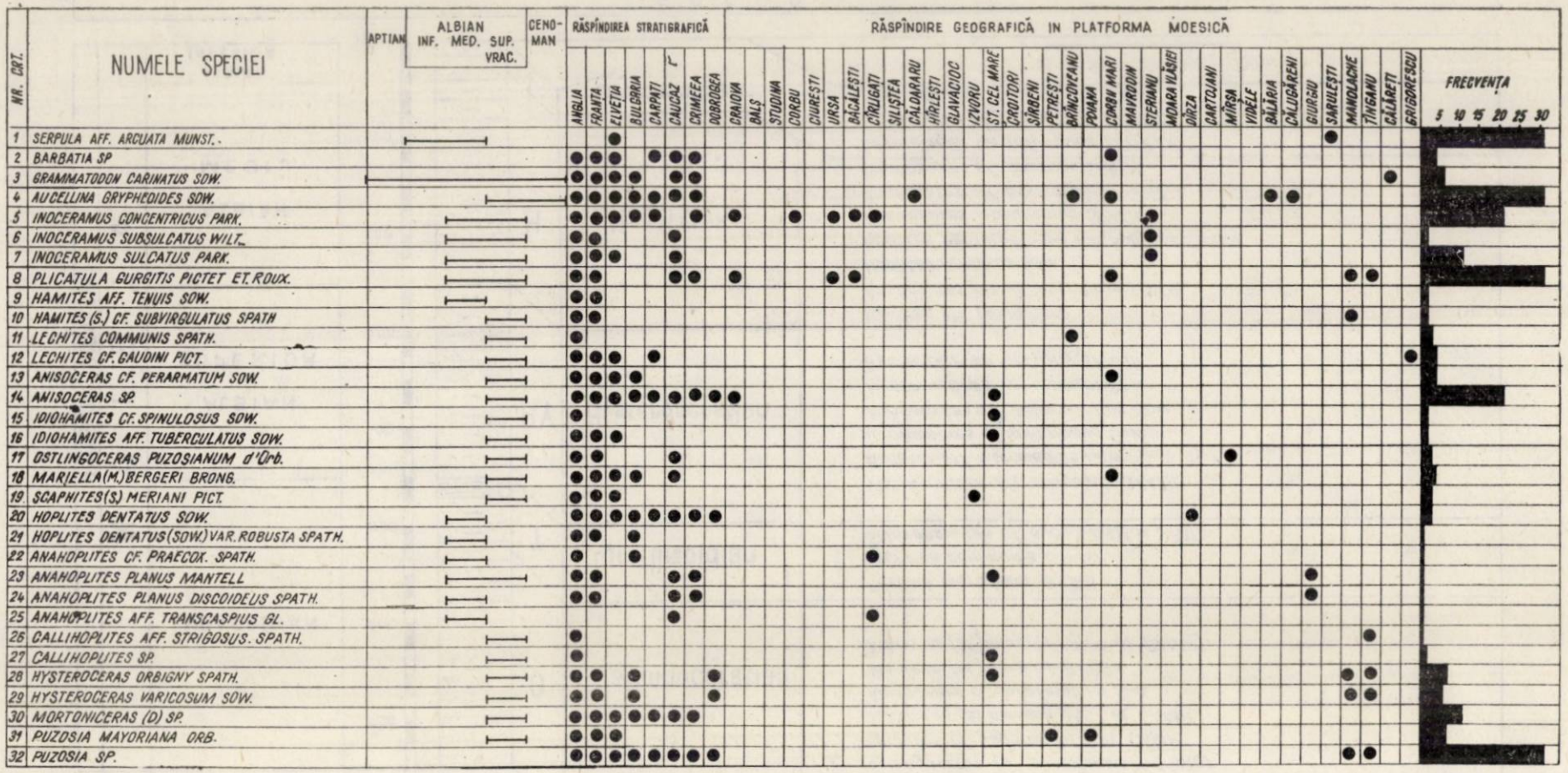


Fig. 3. — Răspîndirea stratigrafică și geografică a speciilor albiene din Platforma Moesică

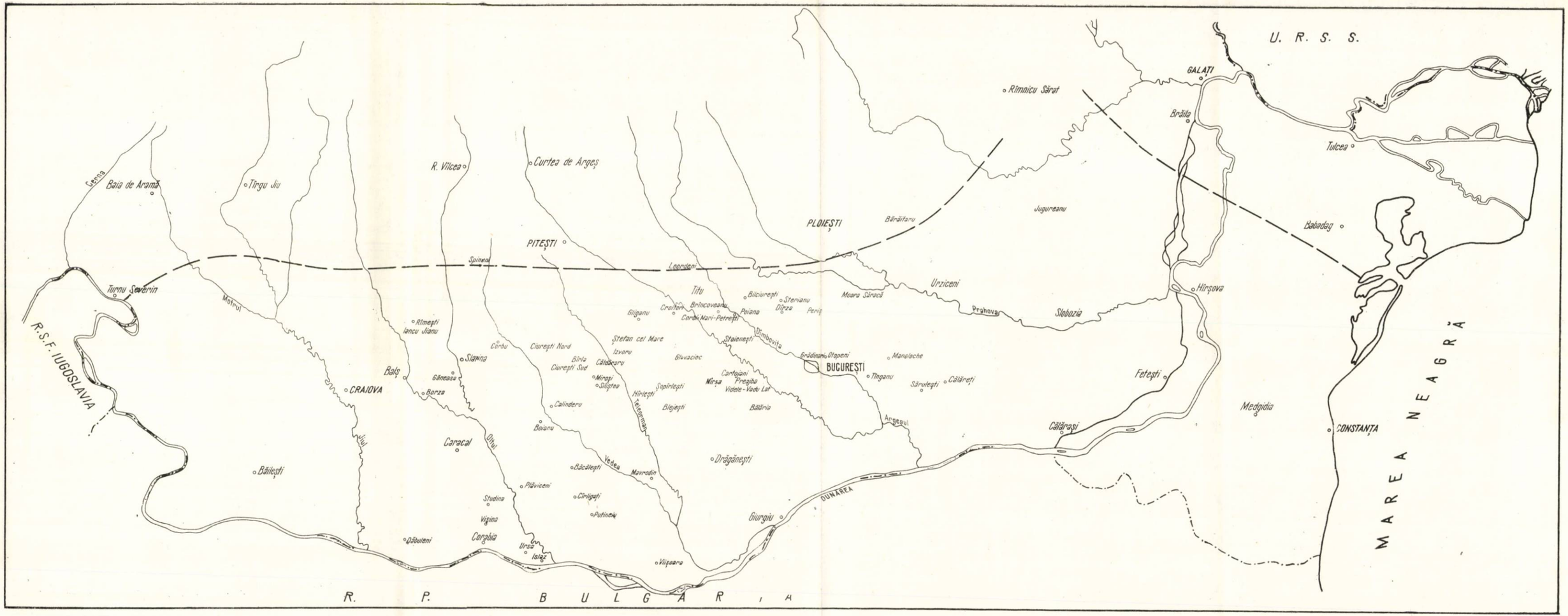
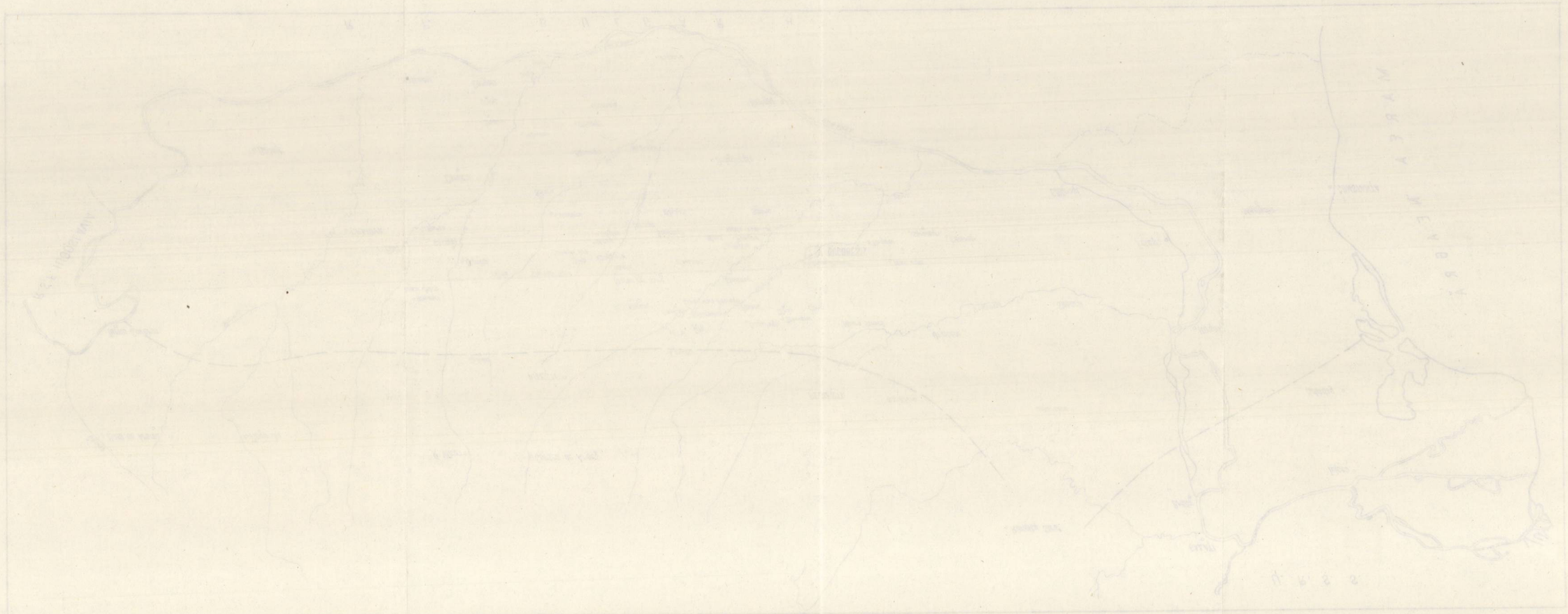


Fig. 4. — Amplasarea punctelor fosilifere.



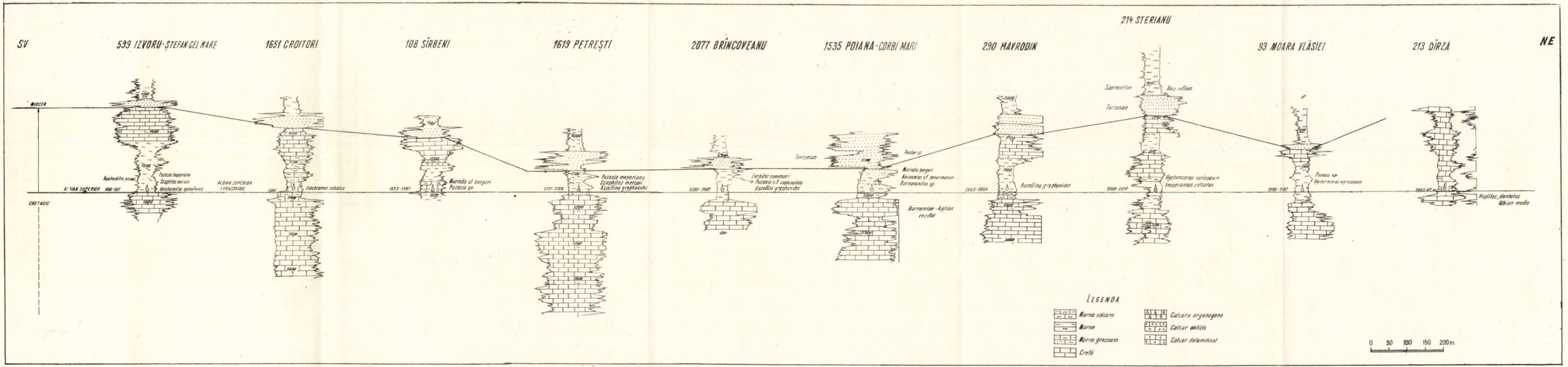
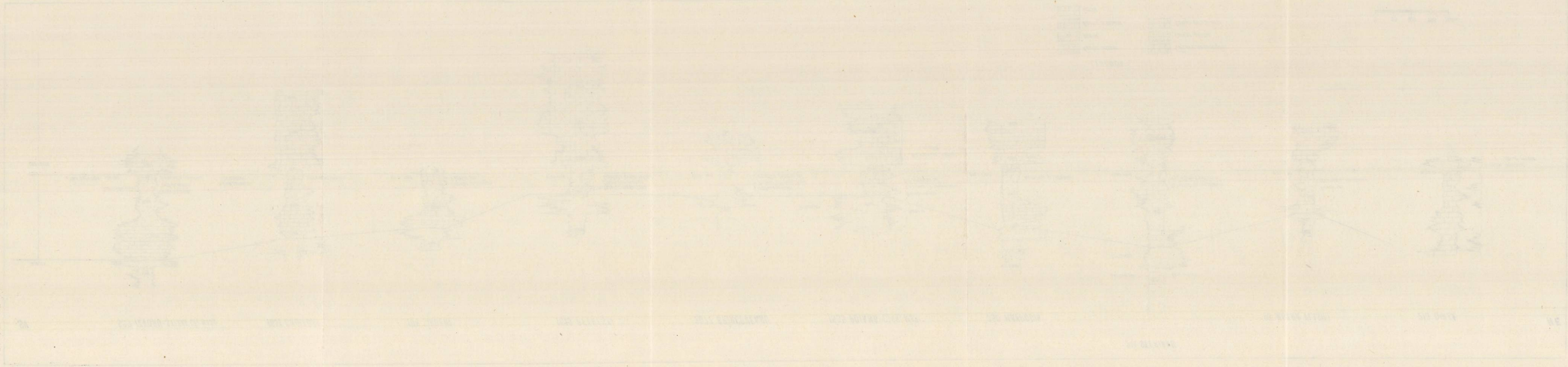


Fig. 5. — Corelarea macrofaunistică a depozitelor albiene superioare și a depozitelor de la nivelul limitei cretacic/terțiar din partea central-nordică a Platformei Moesice.



Pe baza faunei inventariate pînă în prezent, în succesiunea depozitelor albiene din Platforma Moesică românească putem face următoarele precizări stratigrafice [2] (fig. 3) :

În unitatea studiată, depozitele albiene (inclusiv vraconiene) sînt reprezentate prin toate subetajele sale (fig. 4) după cum urmează :

— Albianul inferior (leymeriellianul), cunoscut la zi în Dobrogea de sud, a fost identificat pentru prima oară în platformă în forajele de la Săruleşti şi apoi la sud, în regiunea Călăreţi (R. M u ţ i u , 1968 şi 1969), fiind reprezentat prin gresii glauconitice cu *Leymeriella tardefurcata* şi *Protohop lites* cf. *archiaci*. La vest de Bucureşti, albianul inferior nu a fost recunoscut ca atare, dar existenţa sa eventuală, cu o grosime redusă, nu o excludem totalmente.

— Albianul mediu (hoplitianul), însumînd o grosime aproximativă de 200 m, este reprezentat printr-un pachet de gresii marnoase cu *Anahoplites praecox* (Cîrligaţi) şi marno-calcare cu *Hoplites dentatus* (Dîrza), precum şi de gresii glauconitice cu *Anahoplites intermedius* în regiunea Călăreţi (R. M u ţ i u , 1969).

— Albianul superior bazal (Hysteroceratianul), estimat aproximativ la 200 m grosime, este reprezentat litologic prin marne şi marno-calcare cu *Hysteroceras varicosum* şi *Hysteroceras orbigny*, fosile de subzonă, din zona cu *Mortoniceras inflatum* (R. M u ţ i u , 1969), precum şi prin marne cu *Hamites intermedius*, *Callihoplites* aff. *strigosus*, *Inoceramus sulcatus*, fosile albiene superioare citate de F. S p a t h în orizonturile 9, 10, şi 11 ale albianului superior din Folkestone.

— Albianul superior terminal (vraconian), zona cu *Stoliskaia dispar*, este stimat la circa 300 m grosime, fiind prezent atît prin partea sa bazală (turrilitoidianul), cît şi prin cea superioară (ostlingoceratianul), fiind alcătuit din marne cu :

Stomohamites cf. *subvirgulatus*
Lechites communis
Puzosia mayoriana
Mariella miliaris
Mariella bergeri
Anisoceras cf. *perarmatum*
Lechites cf. *gaudini*
Ostlingoceras puzosianum etc.,

faună identificată de noi şi în bazinul Rucăr — Coteneşti.

În partea centrală de nord a platformei, regiunea Corbii Mari (fig. 5), Izvoru — Petreşti, Mavrodin, Sterianu etc., albianul este reprezentat prin termenul său superior.

În partea de vest (regiunea Ciureşti), albianul a fost identificat prin acelaşi termen superior, ce se aşază discordant peste depozitele barremiene.

---

[2] În orizontarea stratigrafică s-au folosit zonele şi subzonele albianului şi vraconianului după L. S p a t h (1941) şi M. Breistroffer (1947), folosite şi de M. C h i r i a c (1960) pentru teritoriul Dobrogii de sud.

În partea de est a platformei, regiunea Sărulești, albianul a fost identificat prin toți termenii săi, stînd concordant peste nisipurile cu orbitoline (apțian); în regiunea Călărași, albianul este reprezentat prin termenul său inferior.

Fauna albiană din Platforma Moesică românească se caracterizează prin predominanța amoniților (54%) și a lamelibranhiatelor (24%)

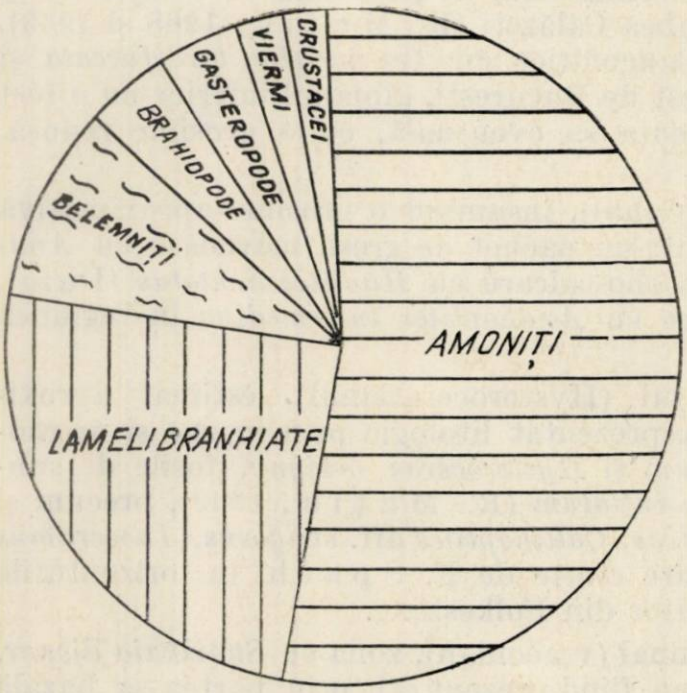


Fig. 6. — Răspîndirea procentuală a faunei albiene.

etc. (fig. 6); ea prezintă identități cu cea din vestul și estul Europei (fig. 3), cu cea din flișul carpatic, identificată de G. Murgeanu (1934) și M. Filipescu (1969), și cu cea din Dobrogea, descrisă de M. Chiriac (1960).

PLANȘA I

Fig. 1. — *Serpula* aff. *arcuata* Munster; × 0,75; albian inferior, Sărulești.

LAMELLIBRANCHIATA

Fig. 2. — *Grammatodon carinatus* Sow.; × 0,75; albian inferior, Călărași.
Fig. 3 — *Aucellina grypheoides* Sow.; × 0,75; albian superior, Mîrșa.
Fig. 4. — *Barbatia species*; × 0,75; albian, Corbii Mari.
Fig. 5. — *Exogira* sp.; × 1/1.
Fig. 6. — *Inoceramus concentricus* Park; × 1,5; albian mediu-superior, Sterianu.

1

2

3

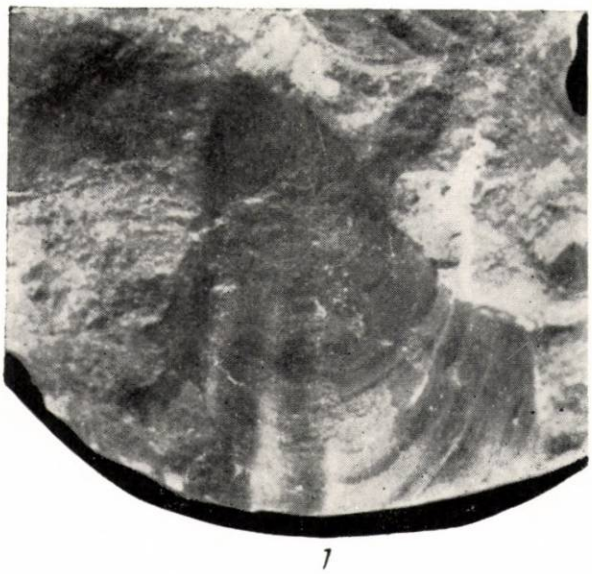
4

5

6

PLANȘA II

Fig. 1. — *Inoceramus subsulcatus* Wiltshire ; × 1,5 ; albian superior, Steríanu.
Fig. 2 și 3 — *Inoceramus sulcatus* Park. ; × 1,5 ; albian superior, Sterianu.
Fig. 4. — *Aucellina grypheoides* Sow. ; × 0,75 ; albian superior, Mîrșa.
Fig. 5. — *Plicatula gurgitis* Pictet et Roux ; × 0,75 ; albian mediu-superior Corbii Mari.



1

2

3

4

5

PLANȘA III

AMMONOIDEA

Fig. 1. — *Hamites* aff. *tenuis* Sow. ; × 0,75 ; albian mediu, Viișoara.
Fig. 2. — *Hamites* (*Stomohamites*) cf. *subvirgulatus* Spath ; × 0,75 ; albian superior, Manolache.
Fig. 3 și 4. — *Lechites communis* Spath ; × 0,75 ; albian superior, Brîncoveanu.
Fig. 5. — *Baculites* sp. ; × 0,75 ; albian superior, Brîncoveanu.
Fig. 6,7 și 8 — *Hamites* sp. ; × 0,75 ; albian, Corbii Mari, Petrești.

1

2

3

4

5

6

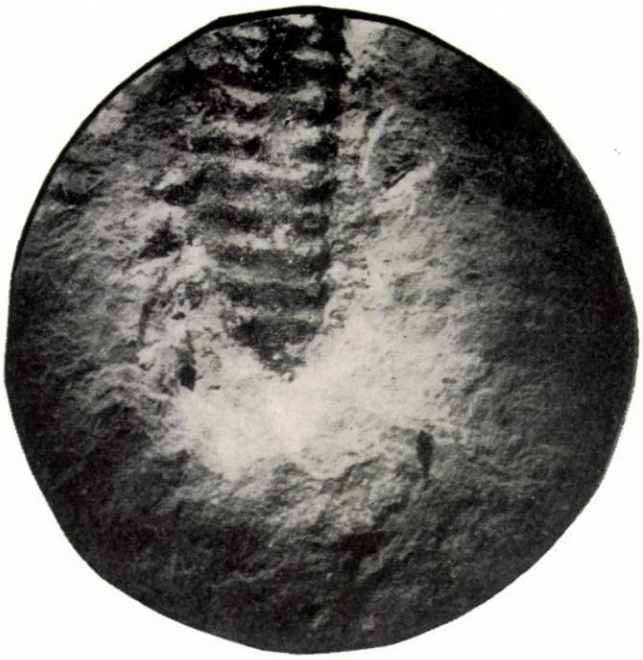
7

8

PLANȘA IV

Fig. 1. — *Anisoceras* cf. *perarmatum* Sow. ; × 0,75 ; albian superior, Corbii Mari.
Fig. 2. — *Anisoceras* sp. ; × 0,75 ; albian superior, Ștefan cel Mare.
Fig. 3. — *Idiohamites* cf. *spinulosus* Sow. ; × 0,75 ; albian superior, Ștefan cel Mare.
Fig. 4. — *Idiohamites* sp. aff. *tuberculatus* Sow. ; × 0,75 ; albian superior, Ștefan cel Mare.
Fig. 5. — *Ostlingoceras puzosianum* Orb. ; × 0,75 ; albian superior, Mîrșa.
Fig. 6,6a. — *Mariella* (*Mariella*) *bergeri* (Brong.) ; × 0,75 ; albian superior Corbii Mari.

1



2

3

4

5

6

6a

PLANȘA V

Fig. 1. — *Mariella* (*Mariella*) *bergeri* (Brong.); × 0,75; albian superior, Corbii Mari.
Fig. 2 și 3. — *Scaphites* (*Scaphites*) *meriani* Pictet et Campiche; × 0,75; albian superior, Petrești.
Fig. 4. — *Hoplites dentatus* Sow.; × 0,75; albian mediu, Dîrza.
Fig. 5. — *Hoplites* cf. *dentatus* (Sow.) var. *robusta* Spath; × 0,75; estul platformei.
Fig. 6. — *Anahoplites* cf. *praecox* Spath; × 0,75; albian mediu, Cîrligați.
Fig. 7. — *Anahoplites planus* Mantell; × 0,75; albian mediu, Ștefan cel Mare.
Fig. 8. — *Anahoplites planus discoideus* Spath; × 0,75; albian mediu, Tînganu.

1

2

3

4

5

6

7

8

PLANȘA VI

Fig. 1. — *Anahoplites planus discoideus* Spath ; × 0,75 ; albian mediu, Manolache — Tînganu.
Fig. 2. — *Anahoplites* aff. *transcaspius* Glazunova ; × 1,5 ; albian mediu, Cîrligați.
Fig. 3 și 5. — *Callihoplites* aff. *stigosus* Spath ; × 0,75 ; albian superior, Tînganu.
Fig. 4. — *Callihoplites* sp. ; × 0,75 ; albian superior, Ștefan cel Mare.
Fig. 6 și 7. — *Hysteroceras orbigny* Spath ; × 0,75 ; albian superior, Ștefan cel Mare.

1

2

3

4

5

6

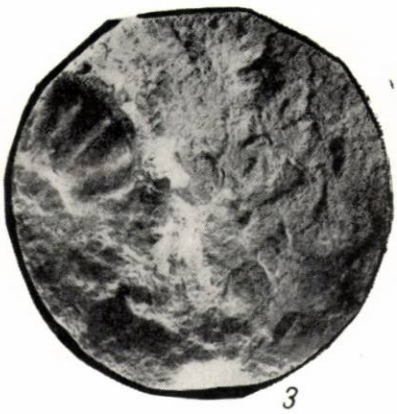
7

PLANȘA VII

Fig. 1. — *Hysteroceras varicosum* Sow. ; × 1,5 ; albian superior, Moara Vlăsiei.
Fig. 2 și 3. — *Hysteroceras varicosum* Sow. ; × 0,75 ; albian superior, Moara Vlăsiei, Sterianu.
Fig. 4 și 5. — *Mortoniceras* sp. ; × 0,75 ; albian superior, Corbii Mari.
Fig. 6, 6a. — *Pervenquieria* sp. ; × 0,75 ; albian superior, Corbii Mari.
Fig. 7. — *Puzosia mayoriana* Orb. ; × 0,75 ; albian superior, Ștefan cel Mare.

1

2



3

4

5

6

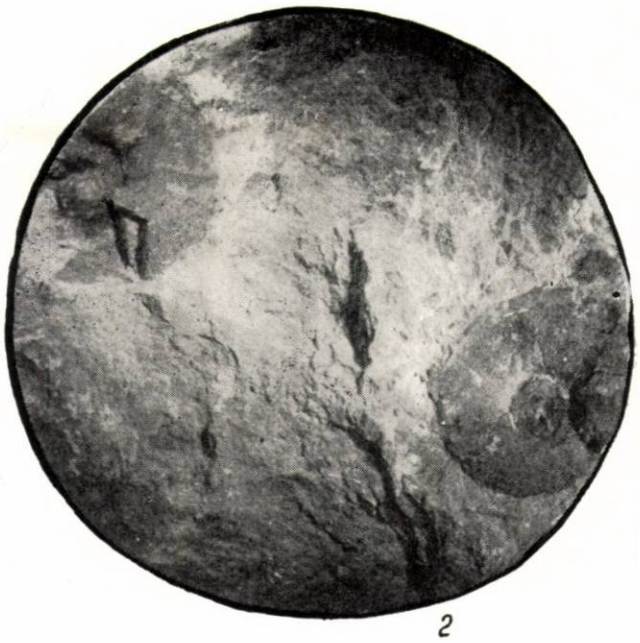
6a

7

PLANȘA VIII

Fig. 1 și 2. — *Puzosia mayoriana* Orb. ; × 0,75 ; albian superior, Ștefan cel Mare ;
Fig. 3. — *Puzosia* sp. ; × 0,75 ; albian superior, Corbii Mari.
Fig. 4. — *Puzosia* sp. ; × 0,75 ; albian superior, Petrești.

1



2

3

4

NEW CONTRIBUTIONS TO THE PALEONTOLOGICAL AND STRATIGRAPHIC STUDY OF THE ALBIAN DEPOSITS IN THE MOESIAN PLATFORM

ABSTRACT

The paper describes a new Albian fauna taken exclusively from cores derived from the Moesian Platform in Romania, and representing a stratigraphic synthesis of the present stage of knowledge concerning the Albian deposits in the Moesian unit.

The first stratigraphic column of the Albian has been worked out by using the stratigraphic schemes drawn up by L. Spath and M. Breistrofer, the deposits studied being subdivided into the Leymeriellian, Hoplitian, Hysteroceratian, Turrilitoidian and Ostlingoceratian, respectively.

BIBLIOGRAFIE

Breistrofer M. (1947), *Sur les zones d'ammonites dans l'Albien de la France*, Grenoble.

Casey R. (1961), *The ammonoidea of the lower greesand*, Pal. Soc. *3*.

Chiriac M. (1960), *Reprezentanți ai familiei Turrilidae Meek 1876, în cretacicul Dobrogei de sud*, St. cerc. geol., **5**.

Collignon M. (1961), *Ammonites néocrétacés du Menabe (Madagascar). Les Desmoceratidae*, An. géol. de Madagascar, fasc. 31.

— *Les ammonites pyriteuses de l'Albien sup. du Mont Raybaud à Madagascar*, Ann. géol. serv. min.

Dimitrova N. (1952), *Sur la présence des couches albiennes aux environs de la ville Rousse-Bulgarie du NE*, Ann. Dir. gen. rech. géol. min.

Dimitrova N. (1967), *Fosilite na Bulgaria*-Dolna Kreda, Sofia.

Drusciță V. și colab. (1960), *Atlas nijne-melovoi fauni severnogo Kavkaza i Krîma*, Gostoptehizdat, Moscova.

Eristavi M. (1948), *Sredne-melovie aufellini Gruzii*, Trud. Gheol. Inst., Tbilisi.

Filipescu M. (1934), *Cercetări geologice între valea Doftanei și valea Teleajenului*, teză de doctorat, București.

Filipescu M., Iliescu G. (1959), *Nouvelles données concernant la région comprise entre la vallée du Buzău et la rivière Riul Negru et leur importance pour le déchiffrement de la structure des Carpates Orientales*, Rev. géol. géogr.

Filipescu M., Grigorescu D. (1966), *Contribuții la cunoașterea faunei cretacice din flișul Carpaților Orientali*, St. cerc. geol. geof., geogr., Seria geologie. **11**, *2*.

Glazunova E. (1953), *Amoniți apta i alba Kopet-Daga*, Tr. Nauk Gheol.

Grigoraș N., Pătruț I., Popescu M. (1961), *Contribuții la cunoașterea evoluției geologice a Platformei Moesice de pe teritoriul R.P.R.*, Asoc. geol. carp.-balc., Congr. V, 1961, București.

Hauer F. (1862), *Ueber dis Petrefacten der Kreideformation des Baconyer Waldes*, Viena.

Jacob Gh. (1907), *Etude sur quelques ammonites du crétacé moyen*, Mém. d. l. Soc. Géol. Fr., Paleont., **38**, Paris.

Murgeanu G. (1934), *La nappe interne du Flysh dans les environs de Comarnic et de Tesila (Prahova)*, Ann. Inst. géol., **16**.

Mutiu R. (1967), *Contributions à l'étude paléontologique du crétacé inférieur dans la Platforme Mœsique*, Congr, VIII, Assoc. Carp.-Balc., Belgrad, 1967.

Mutiu R. (1969), *Contribuții la studiul paleontologic și stratigrafic al depozitelor albiene din Platforma Moesică*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **14**, *2*.

— (1969), *Noi contribuții la studiul amonitic al cretacicului inferior din Platforma Moesică*, Petrol și gaze, *1*.

Neagu Th. (1959), *Studiul paleontologic al cretacicului inferior de la Giurgiu*, Anal. Univ. București, *22*.
Orbigny A. (1840–1855), *Paléontologie française des terrains crétacés*, Paris.
Parona E., Bonarelli G. (1897), *Fossili albiani d'escragnoles del Linguria occidentale*, Paleont. Italica.
Passendorfer E. (1930), *Etude stratigraphique et paléontologique dans les Tatras*, Varșovia.
Paucă M., Patrulius D. (1959), *Contribuții la studiul paleontologic al depozitelor albiene de la Giurgiu*, St. cerc. geol. **V**, *1*.
Patrulius D. (1960), *Le mésozoïque du massif mœsien dans le cadre de la plaine roumaine et de la Dobrogea méridionale*, An. Inst. geol. Hung., *49*.
Pavlov A. (1907), *Enchaînement des aucelles et aucellines du Crétacé russe*, Mem. Soc. Nat., Moscova, **18**.
Patruț I., Popescu M., Teodorescu C., Molnar M. (1961), *Contribuții la cunoașterea geologiei Platformei Moesice. Stratigrafie*, Petrol și gaze, *11*.
Pictet J., Loriol P. (1858), *Description des fossiles contenus dans le terrain Néocomien de Voirons*, Mat. paléont. Suisse.
Piveteau J. (1942), *Traité de Paléontologie*, Paris.
Pictet J., F. Roux (1847), *Description des mollusques fossiles qui se trouvent dans les grès verts des environs de Genève*, Livre 1 Mem. Soc. Pys. et Hist. natur., Genéve.
Pompeckj J. (1901), *Uber Aucellen aniche Formen*, N. Jahr. f. Min. Geol. Pal., nr. 14.
Rengarten V. (1926), *Fauna melovie otlajenie Asinco Kamb. raiona na Kavkaze*, Trudî Geol., **1**, 147.
Spath F. (1921, 1925, 1934, 1938), *Ammonoidea of the Gault*, Pal. Soc., Londra.
Stoliskaia F. (1861–1866), *The fossil cephalopoda of the cretaceous rocks of southern India*, Paleont. Indica.
Swinerton H. (1954), *A Monograph of British Lower Cretaceous Belemnite*, Pal. Soc., Londra.
Woods H. (1899), *A Monograph of the Cretaceous Lamellibranchia of England*, 1903–1904––1913.
Wiedmann J. (1965), *Origin, limits and systematic position of scaphites*, Paleont., **8**.
Wiedmann J., Dieni I. (1968). *Die Kreide Sardiniens und ihre Cephalopoden Pisa*, Paleont. Italica.

Primit în redacție la 4 octombrie 1971.

I.C.P.T.G.

PROBLEME DE NOMENCLATURĂ ŞI DELIMITARE PRIVIND UNITĂŢILE DIN VORLANDUL CARPAŢILOR ROMÂNEŞTI

DE

VASILE MUTIHAC

Numeroasele lucrări de prospectare şi explorare prin foraje, efectuate în anii din urmă în aria vorlandului Carpaţilor Româneşti, au adus bogate şi preţioase date cu privire la structura geologică de adîncime a acestuia, constatîndu-se existenţa mai multor unităţi, care au avut o evoluţie proprie în anumite perioade geologice. În mod firesc s-a ajuns astfel la necesitatea unei delimitări a acestor unităţi structurale.

Criteriul care a fost luat în consideraţie în stabilirea, delimitarea şi mai ales denumirea unităţilor din vorland a fost diferit de la autor la autor; acest fapt a dus în cele din urmă la unele neclarităţi şi chiar confuzii, încît astăzi, în numeroase lucrări, publicate sau nu, se utilizează adesea aceiaşi termeni, însă cu conţinut diferit, cum este de exemplu denumirea de „Platforma Moesică", sau se mai folosesc termeni inadecvaţi, care dau naştere la ambiguităţi, cum ar fi : Cîmpia Română, Podişul Moldovenesc etc.

Lucrarea de faţă pune în discuţie aceste probleme cu scopul de a se ajunge la o terminologie unică şi la o delimitare mai riguroasă atît a vorlandului de orogenul carpatic, cît şi a diverselor unităţi structurale din cuprinsul vorlandului.

În realizarea primului deziderat, deci problema nomenclaturii, esenţial este de a nu se introduce termeni noi, care nu ar face decît să complice şi mai mult situaţia existentă; aşadar, problema se pune de a se stabili care din denumirile existente sînt mai potrivite pentru anumite unităţi, denumiri care să fie utilizabile şi aplicabile în activitatea practică curentă, evident pentru teritoriul ţării noastre.

Întrucît este vorba de stabilirea denumirii unor unităţi geologice, este foarte util ca termenii să sugereze caracterul structural al unităţii respective, ca de exemplu : Platforma Moldovenească, Orogenul nord-dobrogean, Depresiunea Predobrogeană etc., termeni preferaţi acelora de : Dobrogea de nord, Dobrogea de sud etc.

St. cerc. geol., geof., geogr., seria geologie, t. 17, nr. 1, p. 151–159, Bucureşti, 1972

Vorlandul Carpaților Românești cuprinde regiunile consolidate din fața acestora. Drept limită între orogenul carpatic și regiunile consolidate din față trebuie să fie considerată falia pericarpatică, în lungul căreia formațiunile din avantfosa Carpaților încalecă peste depozitele necutate din față, încălecare realizată în timpul sarmațianului. Această falie a fost reluată în timpul pliocenului și chiar mai tîrziu. Limita poate fi urmărită de la granița de nord a țării pînă în valea Trotușului. Mai departe, spre sud, în regiunea de curbură, ea este acoperită de depozitele pliocene. De la valea Buzăului spre vest, faliile care mărginesc structurile cele mai externe din zona cutelor diapire sînt probabil un răsunet al faliei pericarpatice în cuvertura pliocenă. Prin foraje, falia pericarpatică, deci limita dintre orogenul carpatic și vorland, a fost identificată în regiunea Tinosu—Brazi și se continuă spre vest pe la Găești, nord Drăgășani, nord Optași, pînă în apropiere de Turnu Severin. Și în fața Carpaților Meridionali, prin foraje, s-au surprins raporturi tectonice între formațiunile din Depresiunea Getică și cele de la exterior (I. C. Motaș, 1967).

Limita între orogenul carpatic și regiunile consolidate din față este întrucîtva convențională, deoarece cel puțin flancul extern al depresiunii marginale a Carpaților are substratul alcătuit din prelungirea domeniului de platformă, care suportă însă depozite cutate în stil alpin; în felul acesta este îndreptățită considerarea faliei pericarpatice ca limită de separare între cele două domenii, aceasta delimitînd prima treaptă de coborîre accentuată a vorlandului sub orogenul carpatic.

La est și, respectiv, la sud de limita menționată se întind regiunile de platformă în sensul larg al cuvîntului, adică regiuni consolidate. O primă observație de ordin general care se poate face asupra acestora este că în ansamblul lor se deosebesc o parte care a funcționat ca atare cel puțin din proterozoicul mediu și o parte care a trecut la acest stadiu mult mai tîrziu și în timpuri diferite. Într-un context mai larg, la scară continentală, platforma veche este desemnată sub numele de Platforma est-europeană sau, utilizînd criteriul vîrstei consolidării soclului, Platforma epiproterozoică.

Pentru cea de a doua categorie de regiuni (de platformă nestabilă) mai tinere s-au folosit diferite denumiri; de exemplu, pe schița din tratatul de geologie structurală a lui De Sitter (în traducere românească, 1969), regiunea consolidată cuprinsă între Platforma est-europeană și sistemele orogenice carpatic și balcanic figurează sub numele de „Bazinul românesc", iar pentru autorii *Hărții tectonice a României* (I. Dumitrescu, M. Săndulescu și colab., 1962), această regiune consolidată reprezintă Platforma epihercinică.

În granițele țării noastre, din Platforma est-europeană este cuprinsă partea sud-vestică a acesteia care, în literatura geologică românească, este desemnată sub denumirea de Platformă Moldovenească. Fără îndoială că denumirea cea mai potrivită este aceasta din urmă, semnificația termenului de platformă fiind aceea propusă de I. Dumitrescu și M. Săndulescu (1968), adică o regiune consolidată, al cărei soclu este acoperit de o cuvertură de depozite necutate. Limita sudică a Platformei Moldovenești este dată de fractura după care soclul podolo-rus este mult coborît, continuîndu-se sub depozitele care intră în alcătuirea unei alte unități consolidată mai recent, de la sud. Din datele

de foraj rezultă că această fractură urmărește direcția localităților Fălciu — Bogdana — Plopana. Definind deci Platforma Moldovenească ca unitate structurală a vorlandului Carpaților Românești, se poate spune că aceasta reprezintă terminația sud-vestică a Platformei est-europene, fiind delimitată spre vest de linia pericarpatică, iar la sud de dislocația menționată (fig. 1). Soclul acesteia, consolidat în proterozoicul mediu, este reprezentat prin paragnaise plagioclazice și migmatite străbătute de pegnatite (D. Giușcă, V. Ianovici și colab., 1967). Acesta este acoperit de o cuvertură alcătuită din depozite paleozoice, eventual și proterozoice superioare, mezozoice și terțiare. Termenul cel mai vechi al cuverturii, datat paleontologic, este silurianul.

Cea mai mare parte a vorlandului Carpaților Românești este reprezentată printr-o regiune de platformă nestabilă, mai recentă decît Platforma Moldovenească, și care ocupă toată aria dintre Dunăre, orogenul carpatic și Platforma Moldovenească, inclusiv Dobrogea. Dat fiind faptul că diverse părți din această regiune de vorland au avut o evoluție deosebită, consolidarea realizîndu-se treptat, s-au întîmpinat dificultăți în delimitarea diverselor unități, iar criteriile diferite de stabilire a nomenclaturii au complicat și mai mult situația. Deși s-au acordat mai multe denumiri pentru această platformă nestabilă, sînt de reținut două din acestea. Astfel, E. Boncev, încă din anul 1947, desemnase această regiune consolidată sub numele de Platforma Moesică. În anul 1962, autorii *Hărții tectonice a României* (I. Dumitrescu, M. Săndulescu și colab., 1962), luînd drept criteriu de stabilire a nomenclaturii vîrsta ultimei consolidări, au desemnat întreaga regiune de vorland dintre Platforma Moldovenească, Carpați și Balcani sub numele de Platforma epihercinică, în care separă mai multe sectoare.

Denumirea de Platforma epihercinică nu pare să fie cea mai fericită soluție, căci simpla analiză a sensului strict al noțiunii „epihercinic" sugerează ideea vîrstei hercinice a consolidării întregului soclu din regiunile mai recent consolidate, deși autorii nu în acest sens o utilizează. De altfel, denumirea de Platformă epihercinică se poate spune că nu s-a impus în cercurile largi de specialiști și cu atît mai mult în sectoarele operative.

Cu totul altă soartă a avut termenul de Platformă Moesică, care cunoaște azi o largă circulație. Dat fiind că diverși cercetători, după E. Boncev, au utilizat această denumire în alte sensuri, fapt sesizat deja de I. Dumitrescu și M. Săndulescu (1968), astăzi, termenului de Platforma Moesică, mai ales în activitatea practică, i se acordă înțelesuri foarte diferite. Față de sensul dat de E. Boncev, care înțelegea prin Platforma Moesică regiunea consolidată dintre Carpați, Balcani și Platforma Moldovenească, deci inclusiv Dobrogea de nord, I. Băncilă (1958) a utilizat acest termen excluzînd Dobrogea de nord. N. Grigoraș (1961) restrînge și mai mult conținutul acestui termen înțelegînd prin Platforma Moesică numai regiunea consolidată de la nord de Dunăre, ceea ce era desemnat anterior drept Cîmpia Română. D. M. Preda (1963) merge mai departe și denumește Platforma Moesică numai jumătatea vestică a regiunii de la vest de Dunăre, adică sectorul de la vest de o linie ce ar uni localitățile Vălenii de Munte și Călărași. Evident că, după o asemenea amputare a sensului de Platformă Moesică, utilizarea acestuia dă naștere la serioase confuzii. Pentru a se evita asemenea situații

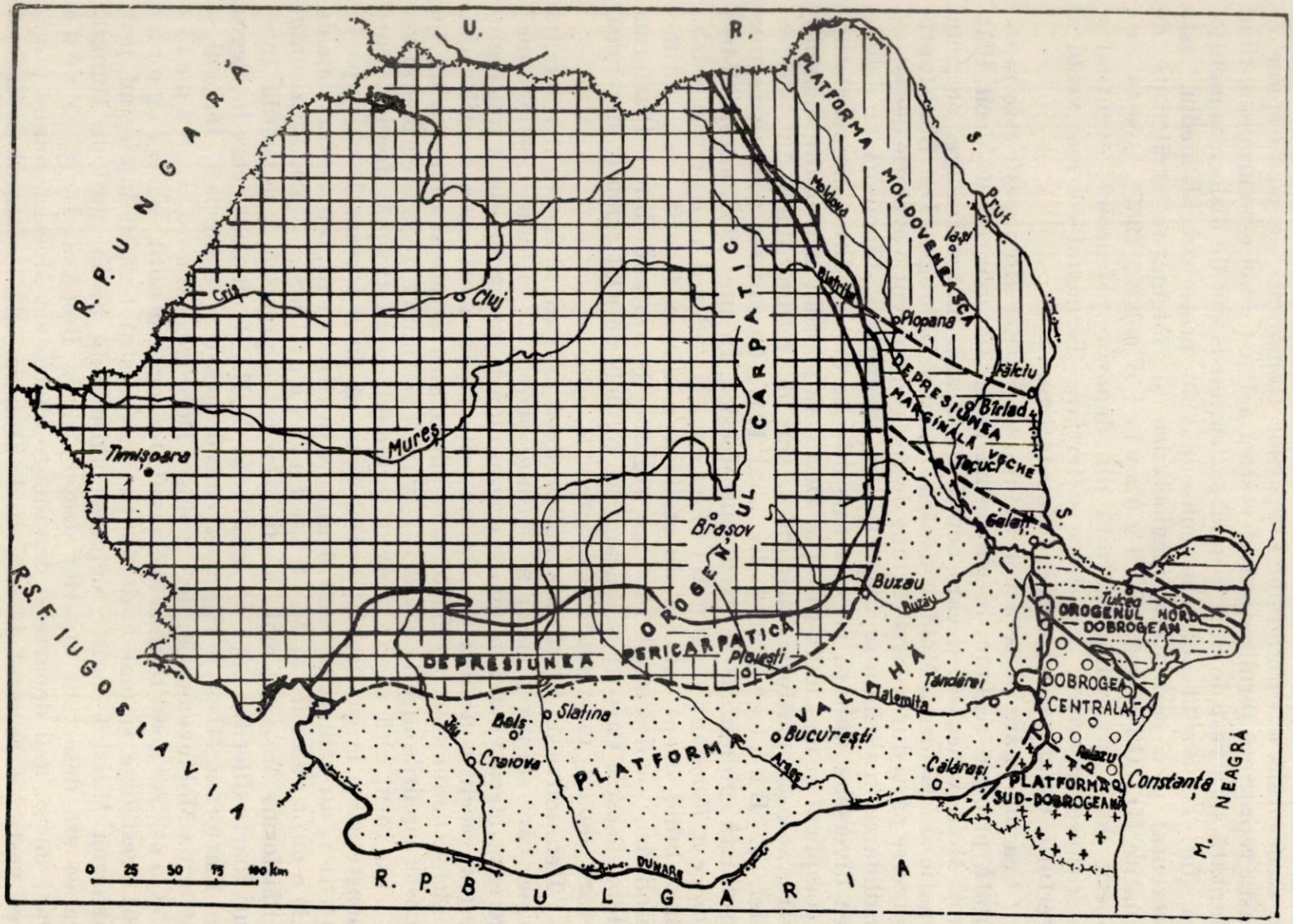


Fig. 1. — Schiţa reprezentînd delimitarea unităţilor din vorlandul Carpaţilor Orientali.

nu sînt decît două posibilități : ori se utilizează termenul de Platforma Moesică în sensul în care a fost creat inițial de E. Boncev și aceasta este soluția cea mai indicată, sau se renunță definitiv la această denumire. În nici un caz nu trebuie utilizată pentru desemnarea numai a unor unități din ceea ce inițial s-a denumit Platforma Moesică.

Menținînd termenul de Platforma Moesică în sensul inițial, o a doua problemă, pentru teritoriul țării noastre, este delimitarea unităților din cadrul acesteia, delimitare care în bună parte a fost consemnată pe *Harta tectonică a României* (I. Dumitrescu, M. Săndulescu și colab., 1962), nomenclatura necesitînd însă unele precizări.

Regiunea de vorland de la sud de Platforma Moldovenească prezintă o destul de mare eterogenitate, motiv pentru care este greu să fie desemnată sub o denumire care să exprime o trăsătură unitară ; astfel, se întîlnesc sectoare în care soclul apare la zi prezentînd structură de orogen, regiuni care au funcționat ca depresiuni marginale (avantfose) și regiuni de platformă în sensul amintit, adică regiuni în care soclul este acoperit de o cuvertură necutată.

Din prima categorie se delimitează ca unitate structurală majoră Orogenul nord-dobrogean, cuprins între falia Peceneaga — Camena la sud, și marginea sudică a Platformei Moldovenești la nord, incluzînd firește și Depresiunea Predobrogeană. Spre nord-vest, Orogenul nord-dobrogean ca atare se întinde pînă la Dunăre. La vest de aceasta se mai continuă sub forma unui promontoriu acoperit de depozite recente, după care coboară în trepte către Orogenul carpatic.

Orogenul nord-dobrogean cuprinde șisturi cristaline, depozite paleozoice și depozite mezozoice pînă la liasicul mediu inclusiv. Consolidarea acestuia s-a realizat în faza chimerică veche. Cuvertura care acoperă suprafețe foarte restrînse este reprezentată prin depozite jurasic superioare și cretacice.

Denumirea de Orogen nord-dobrogean nu este un termen nou ; acesta a mai fost utilizat în lucrări anterioare (V. Mutihac, 1963 ; I. Dumitrescu și M. Săndulescu, 1968) și este de preferat aceluia de Dobrogea de nord, deoarece sugerează și semnificația geologică-structurală a acestei unități.

Partea nordică a Orogenului nord-dobrogean, în timpul ridicării acestuia, a funcționat ca avantfosă, respectiv depresiune marginală cu fundament mixt de origine nord-dobrogeană și respectiv de origine podolică. Aceasta alcătuiește ceea ce se cunoaște sub numele de Depresiunea Predobrogeană. Această depresiune se continuă în direcția nord-vest, pe la sud de Platforma Moldovenească, unde este cunoscută sub numele de Depresiunea Bîrladului. Aceste unități consolidate cuprinse între Orogenul nord-dobrogean propriu-zis și marginea sudică a Platformei Moldovenești reprezintă de fapt avantfosa Orogenului nord-dobrogean și pot fi incluse sub denumirea de Depresiunea marginală veche, termenul sugerînd caracterul structural propriu. Întrebuințarea mai departe a denumirilor de Depresiunea Bîrladului și Depresiunea Predobrogeană, intrate în uz, nu dă naștere la nici un fel de confuzii. Delimitată mai exact, Depresiunea marginală veche este cuprinsă între falia după care se face coborîrea primei trepte a Orogenului nord-dobrogean și care ajunge la nord de Galați ;

spre nord, Depresiunea marginală veche este delimitată de dislocația Fălciu — Bogdana — Plopana.

Peste fundamentul mixt al Depresiunii marginale vechi se dispune cuvertura de depozite jurasice, cretacice și terțiare, a căror grosime atinge mai multe mii de metri. Succesiunea depozitelor cuverturii începe cu liasicul superior.

La sud de Orogenul nord-dobrogean, corespunzînd treimii mijlocii a Dobrogii, se delimitează unitatea consolidată și caracterizată prin apariția la zi a soclului assyntic reprezentat în principal prin ceea ce se cunoaște sub numele de formațiunea șisturilor verzi. În cadrul structural al vorlandului, aceasta reprezintă o regiune orogenică și termenul de Orogenul central-dobrogean ar fi cel mai potrivit ; cu toate acestea, autorii hărții tectonice, I. Dumitrescu și M. Săndulescu (1968), desemnează această unitate sub numele de zona șisturilor verzi, dat fiind că nu găsesc argumente suficiente care să ateste că Dobrogea centrală assyntică a funcționat ca sistem orogenic. Denumirea de zona șisturilor verzi însă nu are rezonanță de unitate structurală. Deoarece Dobrogea centrală prezintă totuși caracterele unei regiuni orogenice, termenul de Orogenul central-dobrogean sau Zona orogenică central-dobrogeană ar fi cel mai adecvat, deoarece reflectă și caracterul structural și localizarea acestei unități în cadrul vorlandului Carpaților Românești. Cu toate acestea, s-a impus denumirea de Dobrogea centrală, care a căpătat un sens pur geologic. Aceasta este delimitată spre est de Marea Neagră, iar spre nord-vest de Dunăre. La vest de Dunăre, soclul assyntic este foarte coborît, fiind acoperit de o cuvertură de depozite necutate, încît zona cutată a șisturilor verzi, ca unitate structurală, rămîne limitată la Dobrogea centrală. Spre sud, aceasta este delimitată de o falie care aduce în contact șisturile verzi cu șisturile cristaline proterozoice întîlnite în forajele de la Palazu. Pe toate hărțile, acest contact tectonic este considerat ca fiind o falie care ar avea direcția nord-vest—sud-est, între localitățile Ovidiu spre Marea Neagră și Capidava pe Dunăre, fiind acoperită de cuvertura jurasică. În realitate, această falie este mai spre sud și a fost interceptată prin forajele de la Palazu și Cocoșu, avînd o ușoară vergență sudică. Ceea ce s-a descris în forajul de la Cocoșu drept „seria de Cocoșu" (gresii cenușii-brune, microconglomerate și conglomerate cu intercalații de șisturi cenușii-violacee și lave spilitice, slab metamorfozate, asociate cu șisturi arcoziene) (G. Hristescu și M. Iacobescu, 1962 și E. Mînzatu, 1964, după O. Mirăuță, 1969) reprezintă de fapt formațiunea șisturilor verzi, și anume partea superioară a acesteia. La adîncimea în jur de 1 000 m, forajele au intrat din formațiunea șisturilor verzi în cristalinul de la Palazu. Contactul dintre aceste două formațiuni este tectonic, delimitînd spre sud Dobrogea centrală de domeniul șisturilor verzi. Că această falie este mai la sud de linia Ovidiu — Capidava rezultă și din faptul că pe valea Băltăgești, deci la sud de linia Ovidiu — Capidava, apar șisturi verzi care de fapt sînt figurate pe harta geologică scara 1 : 1 000 000, iar în forajele de la vest de Dunăre, la Țăndărei, care se plasează mai la sud de prelungirea presupusei linii Ovidiu — Capidava, la adîncimea de 2 900 m, s-au întîlnit șisturile verzi. Pentru falia care delimitează Dobrogea centrală la sud și care a fost interceptată prin forajele din regiunea Palazu, denumirea de falia Palazu pare justificată,

în timp ce „falia Ovidiu — Capidava" pare să nu corespundă unei realități sau în orice caz nu are importanța care i s-a atribuit.

În alcătuirea Dobrogii centrale, ca unitate structurală, pe lîngă șisturile verzi intră și șisturi cristaline mezometamorfice. Consolidarea s-a realizat în orogeneza baikaliană. Cuvertura nu include decît depozite jurasice și cretacice.

În afară de unitățile cu caracter orogenic sau de depresiuni marginale, în vorlandul Carpaților se întîlnesc și unități cu structură tipică de platformă în sensul menționat, adică unități al căror soclu este acoperit de depozite necutate. O asemenea unitate este aceea care se delimitează în Dobrogea de sud și alta la vest de Dunăre.

La sud de falia Palazu se delimitează o unitate consolidată, al cărei soclu rămîne în adîncime, fiind acoperit de o cuvertură groasă de depozite necutate. Acest soclu a fost interceptat prin foraje doar în partea nordică; spre sud, însă, se afundă în trepte și practic este necunoscut. După datele geocronologice, vîrsta soclului este proterozoic medie sau chiar arhaică (D. Giușcă, V. Ianovici și colab., 1967). Această unitate care se suprapune Dobrogii de sud a fost încadrată de mulți autori unității de la vest de Dunăre, alcătuind împreună sectorul valah — sud-dobrogean (I. Dumitrescu și M. Săndulescu, 1968). Este adevărat că aceasta a avut o îndelungată evoluție comună cu regiunea de la vest de Dunăre, însă, începînd din mezozoic, Dobrogea de sud a evoluat întrucîtva deosebit, fiind separată de regiunea de la vest de Dunăre printr-o falie orientată nord — sud, urmărind cursul Dunării (I. Gavăt, Șt. Airinei și colab., 1963). Această ultimă evoluție permite ca Dobrogea de sud să fie separată ca o unitate structurală bine individualizată, care prezintă toate caracterele unei regiuni de platformă, iar desemnarea ei sub numele de Platforma sud-dobrogeană pare justificată și mai ales foarte practică pentru unitățile operative din industrie. Cuvertura Platformei sud-dobrogene cuprinde depozite paleozoice, mezozoice și terțiare. Cel mai vechi termen cunoscut este silurianul.

O ultimă unitate structurală a vorlandului se delimitează între falia pericarpatică și Dunăre. Spre est, aceasta este delimitată de falia nord — sud din lungul Dunării, iar spre nord-est se întinde pînă la prelungirea dislocației Peceneaga — Camena. Astfel delimitată, această unitate a vorlandului se suprapune în întregime peste ceea ce s-a denumit sectorul valah; dat fiind caracterul de platformă în sensul în care a fost amintit și faptul că se prezintă ca o unitate cu evoluție proprie, denumirea de Platforma valahă nu dă loc la nici un fel de confuzie, deși acest termen a mai fost întrebuințat într-un sens sinonim cu acela de Platformă Moesică (B. Sikosek și W. Metwenitsch, 1965).

Platforma valahă are un soclu eterogen; astfel, în partea nord-estică, între prelungirile faliilor Peceneaga—Camena și Palazu, forajele au pus în evidență un soclu baikalian reprezentat prin formațiunea șisturilor verzi. La sud de prelungirea faliei Palazu, în mod normal ar trebui să se întîlnească soclul proterozoic mediu, cunoscut în nordul Platformei sud-dobrogene. Este adevărat că în interpretările geofizice se presupune existența unui soclu carelian (I. Gavăt, Șt. Airinei și colab., 1963); aceasta însă rămîne o prezumție, căci în mod direct nu se cunoaște nimic din soclul Platformei valahe. Singurele foraje care au deschis funda-

mentul acesteia sînt acelea din partea nord-vestică a Platformei Valahe, în regiunea Balş — Optaşi — Slatina, unde au fost întîlnite şisturi cristaline străbătute de masive de granitoide (V. Barbu şi T. Dăneţ, 1970). Acestea, din cît s-a putut cunoaşte prin foraje, par să aibă mare asemănare cu cristalinul autohtonului danubian. Este greu însă de admis că şisturile cristaline care s-au întîlnit în regiunea Balş — Optaş formează soclul pentru tot restul Platformei valahe. Se poate presupune că la sud de prelungirea faliei Palazu, cel puţin în o bună parte din Platforma valahă, soclul este format din cristalin de tip Palazu.

Cuvertura Platformei valahe este reprezentată prin depozite de vîrstă paleozoică, mezozoică şi terţiară. Termenul cel mai vechi cunoscut este ordovicianul dovedit paleontologic (G. Murgeanu şi E. Spasov, 1968).

Unităţile din vorlandul Carpaţilor Româneşti astfel delimitate pe criterii evolutiv-descriptive şi denumite prin termeni cu sens structural regional par să corespundă dezideratului de a reflecta fidel structura geologică de ansamblu şi de a nu da loc la confuzii, putînd căpăta astfel o largă circulaţie.

PROBLÈMES DE NOMENCLATURE ET DÉLIMITATION CONCERNANT LES UNITÉS DE L'AVANT-PAYS DES CARPATES ROUMAINES

RÉSUMÉ

Les forages et les recherches géophysiques des dernières années ont fourni de nombreuses données sur la structure géologique des unités de l'avant-pays des Carpates Orientales et Méridionales.

La première remarque qu'on peut faire est qu'entre la Plate-forme Est-Européenne et l'orogène des Carpates et des Balkans on rencontre plusieurs unités de plate-forme peu stables, qui ont evolué différemment pendant certaines périodes ; celles-ci apparaissent soit comme des unités de plate-forme, c'est-à-dire un soubassement plissé et une couverture sédimentaire non plissée, soit comme des zones d'orogène, soit comme des dépressions marginales.

Cet ensemble a été désigné par E. Boncev sous le nom de « Plate-forme Mœsienne ». Ultérieurement, divers auteurs ont continué d'utiliser ce nom, mais avec un sens différent.

Afin d'éviter ces confusions, tenant compte de la situation dans laquelle se présentent les unités consolidées de l'avant-pays des Carpates roumaines, on fait la suivante délimitation sur des bases évolutives-descriptives (fig. 1) :

— La Plate-forme Est-Européenne (La Plate-forme Moldave) d'âge protérozoïque moyen, délimitée vers le sud par l'alignement Fălciu-Plopana ;

— L'Orogène de la Dobrogea du Nord avec la Dépresion Pré-Dobrogéenne et la Dépression de Bîrlad (ancienne Dépression Marginale) d'âge hercynique-cimmérien, délimitée par l'alignement Peceneaga — Camena au sud et la Plate-forme Moldave au nord ;

— La Dobrogea centrale, consolidée pendant le Protérozoïque supérieur (l'orogenèse baïkalienne), comprise entre la faille Peceneaga—Camena et la faille Palazu ;

— La Plate-forme Sud-Dobrogéenne consolidée pendant le Protérozoïque, située au sud de la faille Palazu ;

— La Plate-forme Valache, au soubassement hétérogène, située entre l'Orogène des Carpates, le Danube et le prolongement de la faille Peceneaga — Camena.

BIBLIOGRAFIE

Barbu V., Dăneţ T. (1970), *Asupra fundamentului Platformei Moesice din zona Balş—Optaşi*, Petrol şi gaze, **XX**, 7.

Băncilă I. (1958), *Geologia Carpaţilor Orientali*, Edit. ştiinţifică, Bucureşti.

Boncev E. (1947), *Osnovi na tectonikata na Bîlgaria*, An. Dir. rech. geol. min. Bulg., Ser. A, **IV**, Sofia.

Dumitrescu I., Săndulescu M., Lăzărescu V., Mirăuţă O., Pauliuc S., Georgescu C. (1962), *Mémoire à la Carte tectonique de la Roumanie*, An. Com. geol., **XXXII.**

Dumitrescu I., Săndulescu M. (1968), *Problèmes structuraux fondamentaux des Carpates roumaines et de leur avant-pays*, An. Com. geol., **XXXVI.**

Gavăt I., Airinei Şt., Botezatu R., Socolescu M., Stoenescu S., Vencov I. (1963), *Structura geologică profundă a teritoriului R.P.R. după datele actuale geofizice (gravimetrice şi magnetice)*, St. cerc. geol., **I**, 1.

Giuşcă D., Ianovici V., Mînzatu Silvia, Soroiu M., Lemne Maria, Tănăsescu Anca, Ioncică Magdalena (1967), *Asupra vîrstei absolute a formaţiunilor cristaline din vorlandul orogenului carpatic*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **12**, 2.

Grigoraş N. (1961), *Geologia zăcămintelor de petrol şi gaze din R.P.R.*, Edit. tehnică, Bucureşti.

Mirăuţă O. (1969), *Tectonica proterozoicului superior din Dobrogea centrală*, An. Com. geol., **XXXVII.**

Motaş C. (1967), *Rapports structuraux entre la Dépression Getique et la Plate-forme Mœsique*, Assoc. Geol. Carp.-Balk., Congress VIII, Belgrad.

Murgeanu G., Spasov (1968), *Les graptolites du forage Bordeiul Verde (Roumanie)*, Bul. of the Geol., Inst. Bulgarian Academy of Sciences. Committee of Geology, Sofia, **XVII**.

Mutihac V. (1963), *Stratigrafia triasicului şi raporturile acestuia cu jurasicul în aria orogenului hercinic-chimeric dobrogean*, Asoc. geol. carp.-balc., Congr. V, Bucureşti.

Preda M. D. (1963), *Vorlandul orogenului carpatic şi poziţia lui tectonică în cadrul geologic structural al Europei*, An. Com. geol., **XXXIII.**

Sikosek B., Metwenitsch W. (1965), *Neue Daten zur Fazies und Tektonik der Dinariden*, Verh. Geol. B. A. Sonderheft G., Viena.

Sitter V. L. De (1969), *Geologie structurală* (traducere în românește), Edit. tehnică, Bucureşti.

Primit în redacţie la 20 noiembrie 1971

Facultatea de geologie-geografie
a Universităţii Bucureşti

„CORELAREA GEOLOGICĂ" ÎN PROGRAMUL UNESCO

Problemele de corelare geologică a formațiunilor sedimentare au stat în atenția geologilor în toate timpurile de cînd geologia a devenit o știință.

Toți stratigrafii au simțit nevoia paralelizărilor, a identității și a diferențierii, atunci cînd studiază formațiunile sedimentare de pe un anumit teritoriu. Pentru a se ajunge la o uniformizare a termenilor și la o reprezentare a formațiunilor geologice pe teritorii mai mari, țări, continente, glob terestru, pentru a se ajunge la un limbaj comun al geologilor din diferite țări, a fost inițiat un program UNESCO în colaborare cu Uniunea internațională a științelor geologice, Programul internațional de corelare geologică (P.I.C.G.).

Între 19 și 29 octombrie 1971 a avut loc la Paris Conferința interguvernamentală de experți pentru pregătirea acestui program. Conferința, organizată de către UNESCO, și-a desfășurat lucrările la „Maison d'UNESCO". Au participat 51 de state membre UNESCO și un stat nemembru, reprezentate printr-un număr total de 125 de delegați și 8 observatori. De asemenea au asistat 17 reprezentanți a 14 organizații internaționale, dintre care două din sistemul O.N.U., una interguvernamentală și 11 neguvernamentale. Delegația Republicii Socialiste România a fost reprezentată prin prof. dr. doc. V. Ianovici, prim-adjunct al ministrului minelor, petrolului și geologiei, șeful Departamentului Geologiei, prof. dr. V. Lipatti, ambasador, delegat permanent la UNESCO, E. Davidescu, director în Departamentul Geologiei, dr. D. Patrulius, șef secție la Institutul geologic, dr. H. G. Kräutner, cercetător științific principal la Institutul geologic.

În ziua de 19 octombrie și în prima jumătate a zilei de 20 octombrie, lucrările conferinței s-au desfășurat în ședințe plenare. La propunerea mai multor state a fost ales prin vot următorul prezidiu al conferinței :

Președinte : G. P. Salas (Mexic) ; vicepreședinți : V. Ianovici (România) ; I. A. I. Oluwu (Nigeria) ; F. M. Bozorgnia (Iran) ; raportor general M. W. van Leckwijk (Belgia).

În cadrul ședințelor plenare, delegația Republicii Socialiste România și-a exprimat acordul față de crearea P.I.C.G., în condițiile în care, prin modul de organizare și prin statut, se asigură fiecărei țări o participare după dorințele și interesele proprii. Totodată, reprezentanții Republicii Socialiste România au înmînat delegaților celorlalte țări un material de informare cuprinzînd punctul de vedere românesc asupra Programului internațional de corelare geologică și asupra posibilităților României de a participa la realizarea acestui program.

Delegațiile majorității țărilor și-au exprimat acordul pentru organizarea unui Program internațional de corelare geologică care să funcționeze sub coordonarea dublă a organismului interguvernamental al O.N.U. — UNESCO și al Uniunii științifice neguvernamentale I.U.G.S. (Uniunea internațională a științelor geologice). De asemenea au subliniat faptul că proiectele de cercetare ale P.I.C.G. trebuie — în măsura tuturor posibilităților — să prezinte, pe lîngă interesul științific, un interes practic pentru țările participante. Țările în curs de dezvoltare au exprimat speranța că, prin realizarea P.I.C.G., va fi promovată cercetarea geologică pe teri-

St. cerc. geol., geof., geogr., seria geologie, t. 17, nr. 1, p. 161–163, București, 1972

toriile lor. Pentru a trece la examinarea conținutului științific și a modului de organizare a programului, Conferința interguvernamentală a constituit în ședința plenară cinci grupe de lucru : primele patru pentru discutarea subdiviziunilor conținutului științific al programului și a cincea pentru elaborarea bazei organizatorice a P.I.C.G. Aceste grupe de lucru și-au desfășurat lucrările în ședințe zilnice, începînd cu a doua jumătate a zilei de 20 octombrie, pînă la 25 octombrie.

Grupa de lucru I a avut dubla misiune de a redacta : 1) un raport unitar asupra subiectelor care, cu prilejul reuniunii pregătitoare a experților (Budapesta — septembrie 1969), au stat în atenția a trei grupe separate de lucru ; 2) o anexă privind problemele specifice de corelare geologică a precambrianului, phanerozoicului (fără cuaternar) și cuaternarului, cu indicarea metodelor de aplicat în fiecare caz și a beneficiilor practice scontate.

Raportul întocmit de grupa de lucru I și intitulat *Timpul și stratigrafia — implicații practice* s-a rezumat la 3 teme considerate de primă importanță pentru un Program internațional de corelare geologică, și anume : 1) Principiile stratigrafice și necesitatea unui limbaj comun privind termenii stratigrafici uzuali, precum și legendele și semnele convenționale pentru hărțile geologice de toate felurile ; 2) Metodele de corelare stratigrafică, pentru care se impune evaluarea gradului de fiabilitate prin studii comparative pilot, cu verificarea sistematică prin datări radiocronologice ; 3) Stabilirea unei scări cronostratigrafice de referință (standard sau globală), utilizabilă pentru întreg globul, prin corelarea diverselor scări cronostratigrafice regionale.

Discuțiile purtate asupra acestor teme s-au referit în special la implicațiile practice. Următoarele aspecte au fost subliniate în cadrul ședințelor de lucru :

— necesitatea de a se codifica terminologia stratigrafică și standardizarea reprezentărilor cartografice, pentru ca diverșii termeni să fie utilizați în același sens, iar hărțile geologice să poată fi citite în același fel de către toți geologii din lume ;

— beneficiile practice care ar rezulta din perfecționarea și etalonarea metodelor de corelare, precum și din întocmirea unei scări cronostratigrafice globale, în orientarea și dirijarea lucrărilor pentru punerea în valoare a minereurilor din precambrian și a zăcămintelor de hidrocarburi, de cărbuni și alte substanțe minerale utile din phanerozoic ;

— necesitatea unei cooperări internaționale pentru realizarea Programului de corelare geologică.

Grupa de lucru a II-a, întrunită în ședințe la 21, 22 și 25 octombrie 1971, a examinat conținutul științific al diviziunii 2 din P.I.C.G., referitor la principalele evenimente geologice în timp și spațiu și incidențele lor asupra proceselor contemporane.

Examinînd raportul final al întrunirii premergătoare de la Budapesta (1969), specialiștii din grupa de lucru a II-a au elaborat un text nou, modificat, pentru a fi supus spre aprobare plenarei consfătuirii. În acest text se desemnează trei direcții principale pentru orientarea cercetărilor în cadrul diviziunii a II-a a P.I.C.G. : 1) fenomene legate de procesele de eroziune, sedimentare, climatice și biologice ; 2) fenomene legate de activitatea magmatică, mișcările tectonice și de procesele de metamorfism asociate ; 3) fenomene legate de procese geologice care interesează ansamblul globului și spațiului extraterestru.

Grupa de lucru a III-a și-a desfășurat activitatea în scopul de a preciza obiectivele generale și conținutul științific al diviziunii a III-a din P.I.C.G., care se referă la repartizarea în timp și în spațiu a zăcămintelor de substanțe minerale utile și la raporturile dintre formarea minereurilor și alte evenimente geologice din istoria evoluției scoarței terestre.

Activitatea grupei de lucru s-a concretizat prin redactarea textului pentru diviziunea a III-a a P.I.C.G. În decursul dezbaterilor s-a pus un accent deosebit pe importanța practică pe care trebuie să o cîștige întregul program prin obiectivele de studiu legate de formarea și distribuția spațială a zăcămintelor.

Grupa de lucru a IV-a s-a preocupat de probleme referitoare la „Metodele cantitative în corelarea geologică și tratarea datelor de măsură".

Dezbaterile în ședințele grupei de lucru s-au purtat în jurul următoarelor teme : normalizarea și tratarea automatică a datelor, metode geomatematice și recomandări cu privire la constituirea unui secretariat permanent pentru tratarea datelor.

Pentru folosirea cu succes în vederea corelării internaționale geologice a diferitelor date de înregistrare pe teren și în laboratoare, privind diferitele ramuri ale științelor geologice, utilizînd mașinile electronice de calcul, s-a apreciat că este în primul rînd necesar să se procedeze la normarea sistemelor de înregistrare a datelor de observare și de măsurători calitative și cantitative. Găsirea unui limbaj comun pentru valorificarea geomatematică a datelor geologice s-a considerat ca una din primele sarcini ale Programului internațional de corelare geologică.

O altă problemă importantă în acest domeniu este referitoare la indexarea, stocarea și cercetarea documentației științifice în vederea codificării datelor referitoare la diferitele domenii ale științelor geologice, cu scopul folosirii lor în mașinile electronice de calcul.

Cu privire la metodele geomatematice au fost recomandate următoarele categorii : metode de bază, metode de analiză multivariabile și metode cronologice.

Grupa a considerat necesar să se constituie în cadrul P.I.C.G. un mic secretariat, prin care să se stabilească o legătură între grupele de lucru naționale în domeniul geologiei matematice.

Grupa de lucru a V-a s-a preocupat de problemele următoare : pregătirea și formarea specialiștilor pentru științele pămîntului (cercetători și tehnicieni) ; corelarea P.I.C.G. cu alte programe internaționale și alte activități auxiliare la nivel național, regional sau internațional ; aparatul de lucru și procedurile de coordonare și de execuție ale P.I.C.G.

În cadrul grupei a V-a de lucru a fost discutat și pregătit raportul pentru plenara Conferinței interguvernamentale ; conținutul acestui raport, modificat și votat în ședințele plenare, aliniat cu aliniat, a fost încorporat în raportul final al Conferinței, alcătuind capitolele V (*Pregătirea și formarea cadrelor*), VI (*Operațiuni de bază și activități auxiliare necesare pentru P.I.C.G.*), VII (*Probleme procedurale și aparatul de coordonare și execuție a P.I.C.G.*), VIII (*Relații cu alte programe și organizații*) ; tot în cadrul acestei grupe de lucru au fost pregătite și statutele propuse a fi aprobate de adunarea generală UNESCO, în octombrie 1972, pentru funcționarea Consiliului P.I.C.G.

S-a considerat că în stadiul actual al dezvoltării științelor pămîntului este absolut necesar un Program internațional de corelare în domeniul cercetărilor geologice, corelare care să conducă la instituirea unui limbaj comun în terminologia geologică, în subdiviziunea formațiunilor sedimentare și care, în finalizarea temelor, să contribuie la dezvoltarea cercetărilor geologice aplicative, în vederea creșterii potențialului de materii prime minerale.

S-a stabilit principiul că la realizarea oricărei teme a P.I.C.G. țările își declară interesul și că la realizarea temelor se va folosi activitatea tuturor organismelor internaționale existente (uniuni, asociații, comisii, subcomisii referitoare la științele pămîntului).

După redactarea proiectului de raport în ziua de 26 octombrie, conferința a discutat în ședințe plenare, la 27 și 28 octombrie, textul general și textele elaborate de cele cinci grupe de lucru, exprimîndu-și acordul pentru fiecare paragraf în parte. În urma dezbaterilor din ședințele plenare și a votării asupra problemelor în care nu exista unanimitate de opinii s-a definitivat textul raportului conferinței.

După aprobarea P.I.C.G. de către Adunarea Generală UNESCO (1972), pe baza tematicii ce o va stabili consiliul, Comitetul național al P.I.C.G. urmează să facă propuneri de participare a țării noastre la realizarea temelor de interes pentru geologia românească.

Prof. dr. doc. *V. Ianovici*

Revista „Studii şi cercetări de geologie, geofizică, geografie — Seria geologie" publică lucrări cu caracter fundamental şi aplicativ din domeniul stratigrafiei, paleontologiei şi tectonicii, precum şi din cel al mineralogiei, petrografiei şi geochimiei; de asemenea, sînt incluse articole de sedimentologie, al căror conţinut prezintă indicaţii importante în cunoaşterea formaţiunilor geologice.

NOTĂ CĂTRE AUTORI

Autorii sînt rugaţi să înainteze articolele, notele şi recenziile dactilografiate la două rînduri. Tabelele vor fi dactilografiate pe pagini separate, iar diagramele, schiţele şi hărţile vor fi executate în tuş, pe hîrtie de calc. Tabelele şi ilustraţiile vor fi numerotate cu cifre arabe. Se va evita repetarea aceloraşi date în text, tabele şi grafice. Explicaţia figurilor va fi dactilografiată pe pagină separată. Citarea bibliografiei în text se va face prin indicarea numelui autorului şi a anului apariţiei lucrării (de exemplu, G. M u r g o c i, 1916). Numele autorului va fi precedat de iniţială. Titlurile revistelor citate în bibliografie vor fi prescurtate conform uzanţelor internaţionale.

Autorii au dreptul la un număr de 50 de extrase, gratuit.

Responsabilitatea asupra conţinutului articolelor revine în exclusivitate autorilor.

Corespondenţa privind manuscrisele, schimbul de publicaţii etc. se va trimite pe adresa comitetului de redacţie, Calea Victoriei nr. 125, Bucureşti.

1972 MAI 1 Zi

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

LIVIU IONESI, **Flişul paleogen din Bazinul văii Moldovei**, 1971, 250 p., 18 fig., 1 hartă color, 21 pl., 17,50 lei.

V. POMÂRLEANU, **Geotermometria şi aplicarea ei la unele minerale din România**, 1971, 158 p., 80 fig., 10 lei.

D. CIUPAGEA, M. PAUCĂ, TR. ICHIM, **Geologia Depresiunii Transilvaniei**, 1970, 256 p., 50 fig., 14,50 lei.

ANA CONEA, **Formaţiuni cuaternare în Dobrogea**, 1970, 234 p., 79 fig., 18,50 lei.

NATALIA PAGHIDA-TRELEA, **Microfauna miocenului dintre Siret şi Prut**, 1969, 189 p., 14 pl., 12 lei.

GH. NEACŞU, **Bentonitele din regiunea Alba Iulia—Ocna Mureşului**, 1969, 204 p., 3 pl., 2 anexe, 12,50 lei.

A. DUŞA, **Stratigrafia depozitelor mezozoice şi terţiare de la Căprioara — Coşteiu de Sus**, 1969, 158 p., 15 fig., 3 anexe, 22 pl., 12,50 lei.

V. IANOVICI şi colab., **Evoluţia geologică a Munţilor Metaliferi**, 1969, 744 p., 40 pl., 55 lei.

D. PATRULIUS, **Geologia Masivului Bucegi şi a culoarului Dîmbovicioara**, 1969, 321 p., 13 pl., 28 lei.

ION MÂRZA, **Evoluţia unităţilor cristaline din sud-estul Muntelui Mare**, 1969, 168 p., 12 pl., 14 lei.

ST. CERC. GEOL., GEOF., GEOGR., SERIA GEOLOGIE, T. 17, NR. 1, P. 1—164, BUCUREŞTI, 1972

I.P.I. — c. 3179

43 867

Lei 50. —

= 1329

STUDII ȘI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE

SERIA

GEOLOGIE

2

TOMUL 17
1972

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMANIA

COMITETUL DE REDACȚIE

Redactor responsabil:

ACADEMICIAN AL. CODARCEA

Redactor responsabil adjunct:

ACADEMICIAN N. PETRULIAN

Membri:

ACADEMICIAN G. MURGEANU; ACADEMICIAN M. G. FILIPESCU; V. IANOVICI, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România; D. GIUȘCĂ, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România.

Secretar de redacție:

P. ȘOIGAN

Prețul unui abonament este de 100 de lei.

În țară, abonamentele se fac la oficiile poștale, agențiile poștale, factorii și difuzorii din întreprinderi și instituții.

Orice comandă din străinătate (numere izolate sau abonamente) se face la Întreprinderea ROMPRESFILATELIA, Căsuța poștală 2001, telex 011631, București, România sau prin reprezentanții săi din străinătate.

Manuscrisele, cărțile și revistele pentru schimb, precum și orice corespondență se vor trimite pe adresa comitetului de redacție al revistei „Studii și cercetări de geologie, geofizică, geografie — Seria geologie".

La revue „Studii și cercetări de geologie, geofizică, geografie — Seria geologie" paraît 2 fois par an.

Toute commande à l'étranger sera adressée à Întreprinderea ROMPRESFILATELIA, Boîte postale 2001, telex 011631, Bucarest, Roumanie, ou à ses représentants à l'étranger.

En Roumanie, vous pourrez vous abonner par les bureaux de poste ou chez votre facteur.

APARE DE DOUĂ ORI PE AN

ADRESA REDACȚIEI:
CALEA VICTORIEI NR. 125,
BUCUREȘTI

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE
SERIA
GEOLOGIE

TOMUL 17 1972 NR. 2

MŰSZAKI KÖNYVTÁR

SUMAR

Pag.

R. DIMITRESCU, M. BORCOŞ, Contribuţii la studiul paleogeotermometric al şisturilor cristaline din Munţii Făgăraş şi Ezer 167

D. CONSTANTINOF, Consideraţii asupra rocilor metamorfice şi eruptive din Banatul de vest (zona Fîrliug — Moldova Nouă) 177

ŞERBAN VLAD, Controlul structural al metasomatitelor de la Dognecea. . . . 195

I. KALMÁR, Asupra prezenţei kinzingitului în Masivul Ţicău (jud. Maramureş) 207

NICOLAE ANASTASIU, Structura plutonului Ogradena 219

MIRCEA PAUCĂ, Etapele genetice ale Depresiunii Transilvaniei 235

ŞTEFAN AIRINEI, ARTEMIU PRICĂJAN, Corelaţii între structura geologică adîncă şi aureola mofetică din jud. Harghita, cu privire la zonele de apariţie a apelor minerale carbogazoase 245

EMIL AVRAM, Consideraţii asupra vîrstei „complexului de marne şi gresii calcaroase (=strate de Pîrîul Mogoşului)" la obîrşia văii Doftanei şi a văii Tîrlungului 259

GHEORGHE MĂRGĂRIT, MARIA MĂRGĂRIT, Contribuţii la cunoaşterea geologiei regiunii Perii Vadului — Tg. Lăpuş 271

EMIL I. POP, Geologia Bazinului Caransebeş 281

GH. POPESCU, Subfamilia *Cyclammininae (Foraminiferida)* în oligo-miocenul din Transilvania de nord 299

ELENA BRATU, NICOLAE GHEŢA, Zonarea depozitelor în facies de Şotrile ale paleocen-eocenului (Carpaţii Orientali), pe baza foraminiferelor planctonice şi a nannoplanctonului calcaros 323

I. PAPAIANOPOL, *Plagiodacna multicostata* nov. sp. în dacianul superior dintre valea Budureasca şi valea Scheii (jud. Prahova). 335

I. HUICĂ, LUCIANA HINCULOV, YVONNE BABUCEA, I. KOKZUR, Contribuţii la cunoaşterea tortonianului şi sarmaţianului din zona Minişu de Sus (Bazinul Zarand) 347

VICTOR MOISESCU, Forme de *Turritella* în stratele cu *labyrinthum* şi cu *subtrigona* din Bazinul Transilvaniei (regiunea Cluj) 371

CORNELIA BIŢOIANU, Conţinutul floristic al depozitelor carbonifere din zona Sviniţa 391

Pag.

ILIE HUICĂ, VICTORIA LUBENESCU, ANTOANETA CLEMENS, AURA CEHLAROV, LIDIA BÎRLEA, Date noi asupra geologiei regiunii Ocna Sibiului — Alba Iulia — Sebeş (sud-vestul Bazinului Transilvaniei) . . . 401

NOTE

IOAN KALMÁR, DOINA ORANIA-IONESCU, Asupra aglomeratelor andezitice întîlnite în depozitele tortonian superioare din Culoarul Chioarului (jud. Maramureş) 413

CORNELIU DINU, VASILE MATEI, Precizări asupra vîrstei şi poziţiei stratelor de Lunca din sinclinalul Hăghimaş 419

ELENA BRATU, Genul *Hantkenina* în faciesul de Şotrile (Carpaţii Orientali). . 425

AL. SEMAKA, I. HUICĂ, LENUŢA GEORGESCU, Noi puncte cu plante liasice în formaţiunea de Schela (Carpaţii Meridionali) 435

VICTORIA TODIRIŢĂ-MIHĂILESCU, I. PREDA, Prezenţa speciilor *Bournonia bournoni* Des Moulins şi *Joufia reticulata* Boehm în cretacicul superior de la Roşia şi semnificaţia lor stratigrafică 441

IUSTINIAN PETRESCU, OVIDIU DRAGASTAN, Asupra unor lemne de *Icacinoxylon* Shilkina din oligocenul de la Telega—Prahova 445

MARIOARA ORBOCEA, Contribuţii la stratigrafia depozitelor miocenului mediu dintre valea Cernei (jud. Vîlcea) 453

IUSTINIAN PETRESCU, ILIE HUICĂ Consideraţii preliminare asupra florei cretacice de la Săsciori — Sebeş 461

CONTRIBUȚII LA STUDIUL PALEOGEOTERMOMETRIC AL ȘISTURILOR CRISTALINE DIN MUNȚII FĂGĂRAȘ ȘI EZER

DE

R. DIMITRESCU, M. BORCOȘ

55 (05)

INTRODUCERE

Primele cercetări de ordin paleogeotermometric asupra unor șisturi cristaline din țara noastră au fost întreprinse în Munții Bistriței de către M. Savul și V. Pomîrleanu (1960, 1961, 1962, 1963). Aceste cercetări au fost continuate în Carpații Orientali de către Tr. Idriceanu și V. Erhan (1962), V. Erhan (1970) și Gh. Popa și V. Erhan (1971).

În cristalinul Munților Apuseni, studii de paleogeotermometrie au fost efectuate de către H. Savu și M. Borcoș și colab. (1967), în Munții Drocea, și de către M. Borcoș și R. Dimitrescu (1969) în Munții Gilău — Muntele Mare. O sinteză a concluziilor care se pot trage din aceste cercetări se datorește lui M. Borcoș (1969).

În cele ce urmează ne propunem a extinde acet tip de cercetări și asupra domeniului getic al Carpaților Meridionali, în care existau pînă în prezent doar date asupra distenului din Munții Sebeș, obținute de V. Pomîrleanu (1965). Studiile geologice și petrografice ale unuia din autori (R. Dimitrescu, 1963, 1967; N. Gherasi și R. Dimitrescu, 1964) au condus la o divizare a șisturilor cristaline din munții Făgăraș și Ezer — Păpușa pe baze stratigrafice, precum și a gradului lor de metamorfism.

Profilele eșantionate în vederea acestui studiu au fost: a) valea Tîrgului — valea Bătrînei în Munții Ezer, b) valea Arpașului în Munții Făgăraș. Au fost astfel secționate, de la sud către nord, următoarele formațiuni: a) zona de Voinești (Păpușa), complexul de Lerești — Tămaș, complexul de Călușu — Tămășel, din nou zona de Păpușa (— Voinești), zona de Ezer; b) zona de Șerbota și zonele de Valea Satului — Porcești și Poiana Neamțului. S-a traversat astfel anticlinoriul Făgărașului avînd seria de Cumpăna în ax și seriile de Făgăraș și de Leaota pe flancurile

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 17, nr. 2, p. 167–175, București, 1972

nordic, respectiv sudic. Din eșantionare lipsește numai zona cea mai profundă, cea a gnaiselor de Cumpăna — Holbav.

Determinările geotermometrice (executate de către M. B o r c o ș) au privit temperaturile de omogenizare ale incluziunilor primare de cuarț din lentilele și filoanele de diferențiere metamorfică sin- și tardemetamorfică (concordante sau discordante). Pentru fiecare eșantion s-au executat mai multe determinări, în tabelele cuprinse în lucrare fiind redate, pentru simplificare, numai maximele de frecvență. Așa cum a arătat M. B o r c o ș (1969), o primă serie de concluzii se pot trage chiar numai din examinarea temperaturilor aparente de omogenizare; o a doua serie poate rezulta din temperaturile „reale" obținute pe baza unor corecții, concluzii tinzînd la determinarea condițiilor fizice ale metamorfismului regional.

PRINCIPALELE ASPECTE PRIVIND FIZIOGRAFIA INCLUZIUNILOR ȘI COMPORTAREA ÎN PROCESUL DE OMOGENIZARE

Studiul mineralotermometric al cristalelor de cuarț scoate în evidență existența mai multor grupe de incluziuni care se deosebesc prin caracterele lor morfologice, dimensiuni, grad de umplere și comportare la procesul de omogenizare. În mod obișnuit, grupele de incluziuni cu caractere asemănătoare se corelează cu anumite serii, zone sau complexe cristaline; se întîlnesc însă frecvent situații în care nu pot fi făcute asemenea distincții.

— Incluziunile lichide din cristalele de cuarț colectate din șisturile cristaline ale seriei de Cumpăna — zonele de Ezer și Șerbota — cu rare excepții, prezintă forme alungite cu aspect de baghete. Dimensiunile variază între 3/7 și 7/7μ și prezintă un grad de umplere relativ constant, cuprins între 2/1 și 4/1. Uneori se disting și incluziuni mai mari de 7/14 — 15/20μ, cu forme neregulate — generația a doua — ,cu un grad mai redus de umplere, de 10/1. Acestea se omogenizează la o temperatură sensibil mai coborîtă, în medie de 315° C. La incluziunile lichide primare din prima generație, aproape în toate determinările de omogenizare efectuate, s-a constatat că procesul se desfășoară în cadrul a două domenii cu viteze deosebite. Pînă la 300°C, bulele de gaz tind să se micșoreze în ritm accentuat, o parte reducîndu-se la jumătate din volumul inițial; în continuare, unele rămîn în acest stadiu, altele continuă procesul de omogenizare foarte lent, fără ca acesta să se realizeze la temperatura de 360° C. Se poate aproxima că doar 5% din incluziuni se omogenizează în jurul temperaturii de 360° C. Rezultatele consemnate indică faptul că incluziunile lichide primare menționate, cu foarte rare excepții, s-au format la o temperatură mai mare de 360°C; incluziunile din generația subsecventă, mai puține la număr, s-au format la o temperatură aparentă medie de 315° C.

— Incluziunile lichide din cristalele de cuarț atribuite șisturilor cristaline ale seriei de Făgăraș se identifică cu foarte mare ușurință. Morfologia incluziunilor este în general alungită sau ovoidă; de multe ori prezintă neregularități. Cu toate acestea, dimensiunile rămîn destul de constante, 2/7 — 7/7μ. Gradul lor de umplere variază între 2/1 și 6/1. La fel ca în seria de Cumpăna, poate ceva mai pregnant aici, pot fi observate inclu-

ziuni mult mai mari, 7/16 — 10/22μ — o a doua generaţie —, cu grad mai scăzut de umplere, de 8/1 — 14/1 şi care se omogenizează între 310 şi 320° C. Grupul de incluziuni din prima generaţie s-a format la o temperatură aparentă în jur de 360° C, uneori depăşind nu cu mult 360° C. Atragem atenţia că şi în acest caz se deosebeşte un domeniu specific cu viteze mari de omogenizare, pînă la 300° C, şi unul cu o evoluţie mai lentă, peste 300° C.

— Incluziunile lichide din cristalele de cuarţ întîlnite în seria de Cumpăna, zona de Voineşti — Păpuşa, prezintă cele mai variate forme morfologice : ovoidale, alungite, sferulitice, tabulare — pătratice şi dreptunghiulare sau neregulate, cu dimensiuni ce variază obişnuit între 1/3 ; 3/7 — 7/10μ, avînd un grad de umplere constant de 3/1 — 4/1. Frecvent se întîlnesc şi incluziuni de talie mai mare 7/15 — 10/25μ, cu un grad mai mic de umplere, 6/1 — 10/1. Aspectele morfologice variate, cît mai ales recunoaşterea unor grupe cu valori diferite de omogenizare lasă să se înţeleagă şi în acest caz existenţa a cel puţin două generaţii de incluziuni. Majoritatea incluziunilor din prima generaţie s-au format în jurul temperaturii de 360° C. Incluziunile din generaţia a doua s-au format la o temperatură aparentă cuprinsă între 190 şi 320° C. În determinările efectuate s-au înregistrat domenii cu viteze variate de omogenizare, incluziunile din ultima generaţie — cele mai mari — manifestînd tendinţe accentuate de reducere a volumului de gaz, încă de la temperatura de 50° C. Din toate punctele de vedere, incluziunile cercetate pentru această serie prezintă cea mai mare eterogeneitate.

— Incluziunile din cristalele de cuarţ colectate din şisturile cristaline ale seriei de Leaota — complexul de Lereşti — Tămaş —, spre deosebire de celelalte meţionate, se caracterizează prin dimensiunile lor mari de 3/7 — 10/15 μ, şi cu un grad mare de umplere, ce variază între 2/1 şi 5/1. De cele mai multe ori forma lor este alungită, lanceolată sau rotunjită ; rar s-au deosebit şi forme tabulare, pătratice şi dreptunghiulare. Determinările efectuate demonstrează faptul că incluziunile, cu rare excepţii, s-au format între 300 şi 360° C. Excepţiile se referă la situaţiile în care temperaturile de omogenizare depăşesc nu cu mult temperatura de 360° C. În general, se poate deduce aici un mediu relativ constant şi uniform.

— Incluziunile studiate pentru aceeaşi serie de Leaota, dar în complexul de Călugu, se aseamănă morfologic cu cele descrise anterior în zona Lereşti — Tămaş, avînd dimensiuni ce variază între 2/6 şi 8/22μ şi un grad de umplere de 3/1—5/1. Sporadic s-au determinat şi incluziuni mai mari, de 10/25μ, cu forme ovoidale sau rotunjite, în care raportul gaz/lichid este de 12/1. Acestea din urmă se omogenizează la o temperatură cuprinsă între 255 şi 300° C. Privite în ansamblu, valorile temperaturilor de omogenizare se repartizează într-o grupă cu valori mici (255—300°C) şi într-una cu valori medii şi mari (300—360° C). Foarte rar s-au înregistrat temperaturi care depăşesc cu puţin 360° C. Faptul că şi aici au fost observate două domenii cu viteze diferite de omogenizare certifică prezenţa a două generaţii de incluziuni, care —ca în toate situaţiile întîlnite — poate prezenta o anumită semnificaţie în interpretarea evoluţiei proceselor metamorfice.

★

Din observaţiile semnalate pentru fiecare situaţie în parte se desprind suficiente date geotermometrice, care — în acord cu observaţiile

de petrografie și stratigrafie a șisturilor cristaline —pot conduce la unele concluzii cu privire la condițiile fizice în care au evoluat procesele metamorfice și la caracterul polifazat al acestora. Principalele indicații prin care pot fi individualizate seriile cristaline ca elemente create în condiții specifice (timp și spațiu) sînt : forma, dimensiunea, gradul de umplere—pe de-o parte —, iar pe de altă parte individualizarea unor grupe cu valori distincte ale temperaturilor de omogenizare (valori mici $< 320°C$ grupa I, valori medii $< 320 \sim 360°$ C grupa II și valori mari $>> 360°$ C grupa III) și comportarea incluziunilor la procesul de omogenizare cu recunoașterea unor domenii cu viteze specifice.

INTERPRETAREA REZULTATELOR

Grupate pe complexe metamorfice, temperaturile aparente de omogenizare ale incluziunilor primare din cuarțul sinmetamorfic sînt redate în tabelele nr. 1, 2, 3, 4 și 5 în care am trecut, cu rezervele cuvenite (M. Borcoș, 1969; M. Borcoș și R. Dimitrescu, 1969), și temperaturile „reale" corectate corespunzător unui gradient geotermic de 50°C/1km, conform diagramei publicate de către M. Savul și V. Pomîrleanu (1960) și diagramei elaborate de către V. Erhan (1970), căruia îi mulțumim pentru a ne-o fi pus la dispoziție cu deosebită amabilitate.

De la bun început, din simpla examinare a valorilor aparente, se constată că există o perfectă concordanță între premisele petrografice și rezultatele geotermometrice, în ceea ce privește gradul de metamorfism.

— În seria de Cumpăna, complexele cele mai profunde dintre cele eșantionate (zonele de Ezer și Șerbota, corespunzînd izogradei granatului) sînt caracterizate prin grupa celor mai înalte temperaturi (grupul III, uneori grupul II). Prezența incluziunilor din generația a doua, cu valori de omogenizare caracteristice grupului II, cît și recunoașterea a două domenii cu viteze diferite de omogenizare, uneori clar evidențiate, demonstrează suprapunerea la nivelul actual de eroziune a unui efect ulterior de metamorfism. Sub aspect mineralotermometric, se poate vorbi de un slab caracter retrometamorfozat al acestei serii.

— Complexul superior al seriei de Cumpăna, zona de Voinești — Păpușa, este caracterizat prin temperaturi pe care le putem numi medii (II), în scara celor obținute în această regiune. Excepțional apar temperaturi din grupa celor foarte ridicate (III) și aceasta numai pentru un gnais ocular. În plus, apar și o serie de temperaturi din grupa celor joase (I). Se pune astfel deosebit de clar în evidență, prin eterogeneitatea datelor mineralotermometrice, polimetamorfismul acestei serii, în care pe fondul zonei cu granat a avut loc o diaftoreză ducînd la cloritizarea acestuia, precum și a biotitului, după cum a precizat I. Balintoni (1969).

— Seria de Făgăraș, care cuprinde zonele cu biotit și clorit, este de asemenea polimetamorfică. Sub aspectul condițiilor fizice de formare, prezintă unele asemănări cu cele ale seriei de Cumpăna în zona de Ezer, cu observația că valorile temperaturilor de formare sînt ceva mai scăzute (valori din grupul II și III) și că aspectul retrometamorfozat este mult mai pregnant (valori din grupul I). Reiese astfel evident caracterul polimetamorfic al acestei serii mezo-epizonale.

Tabelul nr. 1

Seria de Cumpăna
Zonele de Ezer și Șerbota

Nr. probei	Roca înconjurătoare	Locul recoltării	Temperatura (°C)	
			aparentă	„reală"
1	2	3	4	5
44	Șist cuarțitic cu biotit și granat	V. Arpașului	~360, > 360	~665, > 665
45	Șist muscovitic cu biotit și clorit	,,	~360	~665
46	Șist amfibolic	,,	⩾360	⩾665
47	Șist cuarțitic-muscovitic	,,	⩾360	⩾665
48	Șist cuarțitic-muscovitic și dolomit cristalin	,,	> 360 (local 315)	> 665 (local 590)
33	Micașist cu granați	V. Bătrînei	> 360 — ⩾360	> 665 — ⩾665
32	Paragnais micaceu	,,	⩾360 (local 335)	⩾665 (local 640)

Tabelul nr. 2

Zona de Voinești — Păpușa

1	2	3	4	5
29	Paragnais biotitic cu muscovit	V. Bătrînei	~360, > 360	~665, > 665
28	Paragnais nodular	,,	~360, > 360	~665, > 665
27	Paragnais nodular cu muscovit și clorit	,,	360	665
26	Paragnais nodular cu două mice și clorit	,,	~360	~665
24	Gnais ocular	,,	275—325	500—635
23	Gnais ocular	,,	> 360	> 665
22	Paragnais cu două mice	,,	335	640
14	Amfibolite	R. Tîrgului	~360, > 360	~665, > 665
16	Paragnais cu două mice	,,	~360 > 360	~665, > 665
17	Paragnais cu două mice	,,	~360 > 360	~665, > 665
18	Paragnais cu două mice	,,	> 360 (400°)	> 665 (700)
19	Paragnais cu două mice	,,	190	280

Tabelul nr. 3

Seria de Făgăraș

1	2	3	4	5
34	Șist sericito-cloritos	V. Arpașului	315	590
35	Șist cuarțitic-sericitos	,,	310	580
36	,, ,, ,,	,,	355—360	665—665
38	Șist sericito-cloritos	,,	⩾360	⩾665
39	Șist sericitos	,,	> 360	> 665
42	Șist muscovitic-cloritos	,,	320 > 360	625 > 665

Tabelul nr. 4

Seria de Leaota
Zona de Lerești — Tămaș

1	2	3	4	5
10	Șist muscovit-cloritic cu porfiroblaste de albit	R. Tîrgului	325	635
11	,,	,,	~360, > 360	~665, > 665
12	,,	,,	302	565
13	,,	,,	310	580
15	,,	,,	305	570

Tabelul nr. 5

Zona de Căluşu

Nr. probei	Roca înconjurătoare	Locul recoltării	Temperatura (°C)	
			aparentă	„reală"
1	2	3	4	5
1	Şist clorito-albitic	R. Tîrgului	340—360	650—665
2	„	„	360	665
3	„	„	315—360	590—665
4	„	„	>360	>665
6	„	„	305	570
7	„	„	300—348	560—660
9	„	„	255	420

— În ambele complexe ale seriei de Leaota, caracterizate prin prezenţa generală a cloritului, temperaturile aparţin aproape exclusiv grupei joase (I). Doar excepţional apar valori din grupa medie (II).

★

În consecinţă, structura metamorfică rezultată din cartarea geologică este confirmată prin cercetările mineralotermometrice : pe flancurile unei antiforme aparţinînd faciesului amfibolitic urmează, în succesiune normală, faciesul albitamfibolitic şi faciesul şisturilor verzi, acesta din urmă ocupînd o sinformă pe flancul sudic. Cel puţin pentru un orizont intermediar, metamorfismul regresiv al unei a doua faze este evident.

O observaţie generală care se poate face asupra temperaturilor aparente obţinute este că valorile lor sînt, în mod general, ceva mai înalte decît cele obţinute de noi (M. Borcoş şi R. Dimitrescu, 1969) în cristalinul Munţilor Apuseni. Temperaturile „reale" obţinute prin corecţiile aplicate sînt prea ridicate, ele încadrîndu-se în domeniul faciesului granulitic, ceea ce este în orice caz exclus. Corecţiile de presiune trebuie deci corectate ele însele. În ipoteza unui gradient geotermic de 50° C/1 km, adîncimile de îngropare în scoarţă rezultă a fi cuprinse între 8,5 şi 14 km ; pentru un gradient de 70° C/1 km, ele scad la 8—10 km. Aceste valori trebuie acceptate ca fiind de domeniul probabilului, ceea ce implică abandonarea principiului datării unei faze de metamorfism prin vîrsta ultimelor depozite afectate de acesta.

CONCLUZII

Din datele de ordin geologic (R. Dimitrescu, D. Patrulius şi I. Popescu , 1971) şi paleogeotermometrice de care dispunem pînă în momentul de faţă — respectînd în acelaşi timp principiul „economiei de gîndire" — am putea schiţa în modul următor, foarte schematic, evoluţia formaţiunilor cristaline din Masivul Făgăraş — Ezer.

1) Depunerea, într-un geosinclinal precambrian mediu-superior, a sedimentelor seriilor de Cumpăna şi de Făgăraş ; transgresiv peste acestea

se depun formațiunile complexului de Lereşti din seria de Leaota de vîrstă precambriană terminală (rifeeană superioară-eocambriană). Pînă în prezent nu există în regiune dovezi peremptorii ale existenței unei discordanțe metamorfice corespunzînd transgresiunii seriei de Leaota şi deci a unui ciclu tectonic şi metamorfic prebaikalian.

2) Metamorfismul regional progresiv al formațiunilor enumerate mai sus, cu intensitate scăzîndă în stiva sedimentară de jos în sus. Apartenența acestui metamorfism la ciclul baikalian poate fi acceptată ca fiind extrem de probabilă. Metamorfismul a avut loc în condițiile faciesului amfibolitic pentru seria de Cumpăna (zonele cu disten-staurolit şi cu almandin) şi în condițiile faciesului albit-epidot-amfibolitic pentru seria de Făgăraş şi pentru complexul de Lereşti — Tămaş al seriei de Leaota (zonele cu almandin şi biotit). În nivelele inferioare ale seriei de Cumpăna au loc fenomene migmatice.

3) Sedimentarea complexului de Căluşu — Tămăşel, care începe în cambrianul inferior (M. Dessila-Codarcea şi V. Iliescu, 1967); nu avem date asupra limitei superioare (în scara stratigrafică) a vîrstei formațiunilor acestui complex, gros de peste 2 000 m, fiind posibil ca el să înglobeze întreg cambrianul sau poate şi mai mult.

4) Metamorfismul progresiv al complexului de Căluşu — Tămăşel în faciesul de şisturi verzi, însoțit de un metamorfism regresiv de acelaşi grad al formațiunilor din fundament, care devin astfel polimetamorfice. Retromorfismul este puțin pregnant în complexul de Lereşti (de la început mai slab metamorfic), este dominant în seria de Făgăraş, este evident încă în zona de Voineşti — Păpuşa şi nu afectează decît mai slab zonele de Ezer şi Şerbota, termenii cei mai profunzi studiați. Vîrsta acestui metamorfism poate fi baikaliană tîrzie, caledoniană sau hercinică. Datele de vîrste izotopice prin metoda K-Ar obținute pînă în prezent (M. Filipescu şi J. Vincenţiu, 1963) par să facă mai verosimilă ultima alternativă.

Evoluția schițată, făcînd apel la intervenția a două cicluri tectonice şi metamorfice, este cea mai simplă care se poate concepe în baza datelor actuale. Desfăşurarea fenomenelor a fost poate mult mai complexă, dar nu sîntem în măsură să venim cu dovezi certe în acest sens, în momentul de față existînd doar indicii atît pro cît şi contra. Acestea singure nu ne permit a lua o atitudine tranşantă şi a considera ca rezolvată o problemă de fapt inepuizabilă: geneza şisturilor cristaline.

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE PALÉOGÉOTHERMOMÉTRIQUE DES SCHISTES CRISTALLINS DES MONTS FĂGĂRAŞ ET EZER

RÉSUMÉ

En vue de leur étude paléogéothermométrique, des échantillons de quartz synmétamorphique ont été prélevés au long de deux vallées, Rîul Tîrgului et Arpaş, qui traversent les schistes cristallins des monts Ezer et Făgăraş. On a obtenu ainsi une section transversale complète dans l'anticlinorium du Făgăraş, ayant la série de Cumpăna dans son axe

et les séries de Făgăraș et de Leaota sur ses deux flancs. Les déterminations géothermométriques ont eu comme objet les températures d'homogénéisation des inclusions fluides primaires dans les cristaux de quartz de différenciation métamorphique. Pour chaque échantillon on a exécuté plusieurs déterminations, dont on n'a reproduit dans l'ouvrage, pour simplifier, que les maxima de fréquence. À côté des valeurs apparentes obtenues, on a indiqué, avec les réserves de rigueur, les températures « réelles », corrigées suivant le diagramme de V. Erhan, en adoptant l'hypothèse d'un gradient géothermique de 50° C/1 km.

On constate d'emblée une parfaite concordance entre les prémisses pétrographiques et les résultats géothermométriques, en ce qui concerne le degré de métamorphisme.

Dans la série de Cumpăna, les complexes les plus profonds échantillonnés (zones à grenat de Ezer et de Șerbota) sont caractérisés par les températures les plus hautes. Le complexe supérieur de la série de Cumpăna (zone rétromorphisée de Voinești — Păpușa) donne une suite de valeurs moyennes et un groupe de valeurs basses. La série polymétamorphique de Făgăraș, comprenant les zones à biotite et à chlorite, est caractérisée par des valeurs moyennes et basses de températures. Dans les deux complexes de la série de Leaota, les valeurs appartiennent presque exclusivement au groupe de valeurs basses.

La structure résultant des levers géologiques se reflète donc dans le profil minéralothermométrique : sur les flancs d'une antiforme appartenant au faciès amphibolite suivent, en succession normale, les faciès amphibolite, à albite et schistes verts, ce dernier occupant une synforme sur le flanc méridional. Pour un horizon intermédiaire, le métamorphisme régressif d'une seconde phase est évident.

Les séries précambriennes de Cumpăna et de Făgăraș, recouvertes par le complexe de Lerești de la série de Leaota (précambrien terminal-infracambrien) ont été métamorphisées dans le cycle baikalien (cadomien). Le complexe cambrien de Căluşu — Tămășel (série de Leaota supérieure) a été métamorphisé en épizone dans une seconde phase, probablement hercynienne, progressive pour lui-même, régressive pour les formations déjà cristallines de son soubassement.

BIBLIOGRAFIE

Balintoni I. (1969), *Asupra caracterului retromorf al paragnaiselor biotitice cu clorit de pe Bîrsa Groșetului (Făgăraș)*, Bul. Soc. șt. geol., **XI**.

Borcoș M. (1969), *Les inclusions des minéraux et les enseignements tirés dans le domaine du métamorphisme*, Acta Geol. Acad. Sci. Hung., **XIII**, Budapesta.

Borcoș M., Dimitrescu R. (1969), *Contribuții la determinarea condițiilor fizice ale metamorfismului regional din Munții Apuseni*. St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **14**, *2*.

Dessila-Codarcea M., Iliescu V. (1967), *Asupra prezenței depozitelor metamorfozate ale paleozoicului inferior în Carpații meridionali centrali*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **12**, *2*.

Dimitrescu R. (1963), *Structura părții centrale a munților Făgărașului*, Asoc. geol. carp.-balc., Congr. V, Com. șt., **II** (min.-petr.), București, 1961.

— (1967), *Contribuții privind evoluția structurală a masivului Făgăraș*, S.S.N.G., Com. geol., **IV**.

DIMITRESCU R., PATRULIUS D., POPESCU I. (1971), *Harta geologică a R. S. România*, sc. 1 : 50 000, foaia Rucăr.

ERHAN V. (1970), *Studiul geologic al regiunii Valea Putnei—Giumalău*, rezumat al tezei de doctorat, Centrul de multiplicare al Universității ,,Al. I. Cuza'', Iași.

FILIPESCU M., VINCENȚIU J. (1963), *O nouă metodă pentru extragerea argonului din roci, separarea și determinarea lui în vederea stabilirii vîrstei absolute a rocilor*, Asoc. geol. carp.-balc., Congr. V, Com. șt. V, București, 1961.

GHERASI N., DIMITRESCU R. (1964), *Structura geologică a masivului Ezer—Păpușa (bazinul Rîul Tîrgului)*, D. S. Inst. geol., **XLIX**/1 (1961—1962).

IDRICEANU TR., ERHAN V. (1962), *Cercetări paleogeotermometrice în zona mineralizată cu sulfuri complexe din cristalinul Carpaților Orientali cuprins între valea Bistriței și valea Moldovei. I, Mineralizările de la Gemenea*, An. șt. Univ. ,,Al. I. Cuza'' Iași, Secț. II b (geol.-geogr.), **VIII**.

POMÎRLEANU V., APOSTOLOIU A., MAIERU O. (1965), *Temperatura de cristalizare a distenului din cristalinul Sebeșului*, An. șt. Univ. ,,Al. I. Cuza'' Iași, Secț. II b (geol.-geogr.), **XI**.

POPA GH. (1971), *Studiul mineralogic, petrografic și geochimic al zăcămîntului de minereu de mangan din regiunea Șarul Dornei — Dealul Rusului*, rezumatul tezei de doctorat, Centrul de multiplicare al I.P.G.G., București.

POPA GH., ERHAN V. (1971), *Contribuții privind studiul mineralo termometric al segregațiilor de cuarț din șisturile cristaline din zona Dealul Rusului—Șarul Dornei*, An. șt. Univ. ,,Al. I. Cuza'' Iași, Secț. II b (geol.), **XVIII**.

SAVU H., BORCOȘ M. și colab. (1967), *Date noi asupra stratigrafiei și petrologiei șisturilor cristaline din partea centrală a munților Drocea*, D. S. Inst. geol., **LIII**/1 (1965—66).

SAVUL M., POMÎRLEANU V. (1960), *Paleogeothermisches Profil in den Ostkarpathen, den differenzierten Quartz der kristallinen Schiefer betreffend*, An. șt. Univ. ,,Al. I. Cuza'' Iași, II (șt. nat.), **VI**, *2*.

— (1961), *Cercetări paleogeotermometrice asupra zăcămintelor de sulfuri complexe localizate în șisturile cristaline din Carpații Orientali. I. Mineralizările de la Leșul Ursului*, An. șt. Univ. ,,Al. I. Cuza'', Iași, Secț. II (șt. nat.), **VII**, *1*.

SAVUL M., POMÎRLEANU V. (1962), **II**. *Mineralizările de la Fundul Moldovei*. An. șt. Univ. ,,Al. I. Cuza'', Iași,, Secț. II b (geol.-geogr.), **VIII**.

— (1963), **III**. *Mineralizările de la nord-vestul localității Fundul Moldovei*, An. șt. Univ. ,,Al. I. Cuza'', Iași, Secț. II b (geol.-geogr.), **IX**.

Primit în redacție la 8 mai 1972

Universitatea ,,Alex. I. Cuza''
Institutul geologic

CONSIDERAȚII ASUPRA ROCILOR METAMORFICE ȘI ERUPTIVE DIN BANATUL DE VEST (ZONA FÎRLIUG — MOLDOVA NOUĂ)

DE

D. CONSTANTINOF

55(05)

În cursul ultimelor două decenii am efectuat lucrări de cartare, prospecțiune și revizie geologică în Banatul de vest, în zona de apariție a banatitelor, între localitățile Fîrliug (masivul Bocșei sau Arinieșului) la nord, Surducu Mare la vest și Moldova Nouă la sud, cercetări ale căror rezultate au făcut obiectul mai multor rapoarte[1-10] și al unor lucrări publicate (Al. Codarcea, I. Bercia, C. Boldur, D. Constantinof și colab., 1968; D. Constantinof și colab., 1965).

În lucrarea de față ne vom referi la cîteva aspecte privind petrografia șisturilor cristaline și a banatitelor, cît și la relațiile existente între diferitele tipuri de roci din cadrul acestor două categorii.

---

[1] D. Constantinof (1953), *Raport geologic asupra regiunii Ramna — Bărbosul (Banat)*, arh. Inst. geol.

[2] D. Constantinof (1954), *Cercetări geologice și petrografice între Bocșa Română și Valea Mare (Banat)*, arh. Inst. geol.

[3] D. Constantinof (1955), *Raport geologic asupra regiunii Bocșa Montană — Fîrliug (Banat)*, arh. Inst. geol.

[4] D. Constantinof (1956), *Raport asupra cartării geologice în regiunile Fîrliug-Ezeriș - Zorlențul Mare și Forotic — Surducu Mare (Banat)*, arh. Inst. geol.

[5] D. Constantinof și colab. (1956); *Raport asupra prospecțiunilor geologice din regiunea Sasca Română — Cărbunari (Banat)*, arh. Inst. geol.

[6] D. Constantinof (1957), *Raport asupra prospecțiunilor geologice efectuate în regiunea Maidan — Oravița — Ciclova — Ilidia — Moldova Nouă (Banat)*, arh. Inst. geol.

[7] D. Constantinof (1958), *Contribuții la studiul geologic și petrografic al banatitelor din Masivul Bocșei-Arinieș (Banat)*, Comunicare Com. geol.

[8] D. Constantinof (1958), *Raport asupra cercetărilor geologice petrografice din regiunea Dognecea — Maidan (Banat)*, arh. Inst. geol.

[9] D. Constantinof (1958), *Raport asupra prospecțiunilor geologice din regiunea Oravița — Ciclova — Ilidia — Moldova Nouă (Banat)*, arh. Inst. geol.

[10] D. Constantinof (1959); *Raport asupra cartărilor geologice pentru foaia 104 (1 : 100 000) Reșița — Oravița (Banat)*, arh. Inst. geol.

ȘISTURILE CRISTALINE

Șisturile cristaline din cuprinsul regiunii cercetate se grupează în următoarele complexe :

C_4 Complexul filitelor
C_3 Complexul rocilor verzi tufogene — magmatogene bazice
C_2 Complexul șisturilor cu porfiroblaste de albit
C_1 Complexul gnaiselor micacee.

COMPLEXUL GNAISELOR MICACEE — C_1

Acest complex are o extindere mare, fiind tipic reprezentat în extremitatea nord-vestică a regiunii, între corpurile de banatite de la Ocna de Fier și Surducu Mare și se aseamănă cu șisturile cristaline descrise de A l. C o d a r c e a (1931) în zona Bocșița — Drimoxa. El mai apare în sectorul Brădișoru de Jos (Maidan) — Ilidia, unde este însă marcat de diaftoreză.

Șisturile care intră în constituția sa sînt reprezentate mai ales prin paragnaise, în care se găsesc rare intercalații subțiri de șisturi micacee. Ele au în general culoare cenușie-verzuie, cu reflexe argintii și o șistozitate pronunțată determinată de alternanța păturilor cuarțo-feldspatice cu pături micacee.

Predominant apar paragnaise biotito - muscovitice, mai mult sau mai puțin cloritoase, intim asociate cu paragnaise clorito-muscovitice, cu sau fără turmalină sau almandin, conținînd intercalații subțiri de paragnaise muscovitice și de șisturi biotito-muscovitice. Deși este vizibilă microscopic, turmalina nu se găsește, în general, în proporții mai mari de 1%. Structura paragnaiselor este lepido-granoblastică, uneori porfiroblastică ; aceasta din urmă este determinată de dezvoltarea cristalelor de plagioclaz acid (albit-oligoclaz acid) sub formă de porfiroblaste, care ajung pînă la 3 mm diametru, imprimînd rocii un aspect nodular. Paragnaise asemănătoare, porfiroblastice, se întîlnesc și în zona Buchin, de la Ocna de Fier. De asemenea, cristalele de plagioclaz imprimă paragnaiselor o structură poikiloblastică, ele fiind ciuruite de mici granule de granat, cuarț sau alte minerale. Textura lor este plan-șistoasă.

Spre limita estică a aparițiunii dintre Ocna de Fier și Surducu Mare se separă două benzi de gnaise albitice, alungite în direcția NNV-SSE. Aceste roci, de culoare alb-gălbuie-roz, au granulație mică, sînt dure și foarte compacte.

Apariția de gnaise micacee din sectorul Brădișoru de Jos (Maidan) — Ilidia se caracterizează prin faptul că roci de tipul celor descrise mai sus sînt afectate de retromorfism. Pe lîngă tipurile de gnaise amintite, aici se mai întîlnesc destul de frecvent gnaise feldspatice albe (gnaise mixte), gnaise muscovitice, gnaise granitice cloritoase, gnaise cu amfibol și clorit, șisturi amfibolice, amfibolite și cuarțite.

Gnaisele granitice au o extindere mai mare pe valea Lișavei ; au culoare albă-gălbuie-verzuie și structură lepido-granoblastică sau porfiroblastică-oculară. Sînt constituite din benzi cuarțo-feldspatice, care alter-

nează cu benzi muscovito-cloritoase. Principalele minerale componente sînt reprezentate prin cuarţ, albit-oligoclaz, microclin-pertit, muscovit şi clorit, cărora li se asociază epidot, apatit şi pirită. Porfiroblastele de feldspat potasic roz pal au adesea o dezvoltare lenticulară, depăşind uneori un centimetru în lungime. Plagioclazul formează, de asemenea, destul de frecvent, porfiroblaste. Muscovitul predomină asupra cloritului.

Transformarea granaţilor, sub acţiunea diaftorezei, a fost semnalată de S i l v i a M î n z a t u (1964), iar prezenţa turmalinei a fost remarcată atît în rocile pe care le descrie ca „gnaise muscovit-sericitoase", cît şi în „gnaise cu biotit şi turmalină", în care ea „reprezintă 1% din totalul componenţilor". De asemenea, despre rocile pe care le denumeşte „şisturi micacee cu porfiroblaste de albit" menţionează „faptul că aceste roci sînt de tipul gnaiselor cu porfiroblaste de feldspat, din seria Bocşiţa — Drimoxa".

COMPLEXUL ŞISTURILOR CU PORFIROBLASTE DE ALBIT — C_2

Acesta formează o bandă orientată aproximativ nord—sud, spre limita estică a cristalinului, care are o dezvoltare maximă pe valea Caraşului. De asemenea, insula cristalină de la Vărădia este constituită în exclusivitate din formaţiunile acestui complex.

Şisturile cristaline din cadrul acestui complex prezintă următoarele parageneze caracteristice :

albit — clorit — muscovit — cuarţ ± epidot ± calcit
albit — clorit — cuarţ ± epidot.

prima fiind mai frecventă.

În zona mediană a complexului, porfiroblastele de albit se pot distinge cu ochiul liber. Spre marginea estică şi cea vestică a acestei zone însă, şisturile cu porfiroblaste trec treptat în şisturi clorito-muscovitice fără porfiroblaste de albit şi cu o şistozitate mai pronunţată ; pe teren nu se poate face o demarcaţie netă între aceste şisturi şi cele cu porfiroblaste, în multe cazuri fiind foarte dificil a le separa de acestea. Microscopic, uneori situaţia apare mai dificilă, deoarece şisturi considerate fără porfiroblaste au cristale de albit destul de dezvoltate, ceea ce ne determină să le considerăm ca făcînd parte din acelaşi complex cristalin. Pe harta de sinteză a raportului Reşiţa-Oraviţa[11] am separat în cadrul complexului, ca şisturi cu porfiroblaste de albit, acele şisturi la care porfiroblastele, uneori cu diametrul de numai 1 mm, erau destul de vizibile macroscopic.

O situaţie similară cu aceasta a fost descrisă de N. G h e r a s i (1957) în Munţii Leaota.

Şisturile acestui complex au culoare verzuie-cenuşie, fiind constituite din alternanţe de benzi cuarţo-feldspatice cu benzi clorito-muscovitice sau cloritoase. Porfiroblastele de albit ating dimensiuni de 2—3 mm şi apar ca mici nodule albe pe fondul rocii.

[11] *Op. cit., pct.* 10.

COMPLEXUL ROCILOR VERZI TUFOGENE-MAGMATOGENE BAZICE – C_3

La nord de valea Caraşului rocile acestui complex formează două benzi care flanchează la vest şi la est complexul şisturilor cu porfiroblaste de albit, extinzîndu-se pe flancul vestic mult spre nord şi înglobînd zona de epigabbrouri şi zona de roci verzi porfirogene şi tufogene separate de Al. Codarcea (1931) la Ocna de Fier. La sud de valea Caraşului ele apar mai ales la vest de complexul şisturilor cu porfiroblaste de albit însă se întîlnesc şi la est de acesta, pe valea Satului (Goruia) şi au o extindere mai redusă în direcţie nord—sud, dar o dezvoltare mai largă în direcţia est—vest, atingînd maximum în valea Jitinului. La Agadici, în extremitatea sudică a fîşiei vestice, în cadrul acestui complex apare un corp de serpentinite.

Microscopic, am deosebit următoarele parageneze caracteristice:

1) clorit — albit — epidot — cuarţ ± muscovit
2) epidot — clorit — albit — cuarţ
3) clorit — actinolit — epidot — albit ± cuarţ
4) actinolit — epidot — clorit — albit ± calcit ± cuarţ

Separarea cartografică a şisturilor cu aceste parageneze a fost deosebit de dificilă, din cauza asemănării macroscopice a şisturilor cu parageneza clorit — albit — epidot — cuarţ ± muscovit cu unele dintre şisturile clorito-muscovitice mai bogate în clorit, pe de o parte, şi cu unele dintre cele cu parageneza clorit — actinolit — epidot — albit ± cuarţ, pe de altă parte, fiind necesară în acest scop o permanentă confruntare a eşantioanelor cu secţiunile subţiri.

Şisturile cu prima parageneză, în care cloritul apare ca principalul component, au o culoare verde intens, ca iarba. Deşi au textură fin şistoasă, nu se constată o alternanţă între benzile cuarţo-albitice şi cele cloritoase, acestea din urmă învăluind asociaţiile cuarţo-feldspatice sau cristalele de albit.

Şisturile cu parageneza a doua le-am întîlnit numai ca intercalaţii lentiliforme între şisturi actinolitice. Au culoare verde-gălbuie, cu o nuanţă mai galbenă în zonele de acumulare a mineralelor epidotice.

Şisturile cu parageneze 3 şi 4 sînt foarte asemănătoare macroscopic, fapt care face foarte dificilă separarea lor pe teren. În ceea ce priveşte raportul cantitativ dintre clorit şi actinolit, la o examinare atentă a rocilor, se poate afirma, în general, în favoarea căruia înclină. Această precizare este înlesnită şi de dezvoltarea mai mare, uneori porfiroblastică, pe care o au prismele de actinolit în şisturile predominant actinolitice. Şisturi din ultima categorie sînt bine reprezentate în zona epigabbrourilor de la Ocna de Fier şi prin cîteva intercalaţii reduse în extremitatea sudică a complexului.

Serpentinitele de la Agadici au format recent obiectul unui studiu detaliat (L. Zlatarova-Ţop şi colab., 1968).

Spre deosebire de toate celelalte tipuri de şisturi din acest complex, în şisturile actinolito-cloritoase se pot observa la miscroscop, extrem de rar însă, lamele mici de biotit. Mai ales spre partea superioară a acestui complex apar intercalaţii decimetrice sau metrice de filite.

COMPLEXUL FILITELOR — C_4

La sud de Dognecea acest complex flanchează spre vest complexul rocilor verzi tufogene-magmatogene bazice, extinzîndu-se pînă la limita estică a complexului gnaiselor micacee. La nord de Dognecea acest complex flanchează spre est complexul tufogen-magmatogen bazic, înglobînd zona filitelor satinate separată de A l. C o d a r c e a (1931), dar extinzîndu-se mult la sud-est de aceasta. El este constituit din filite clorito-sericitoase, clorito-grafito-sericitoase şi sericito-grafitoase.

Filitele au structură grano-lepidoblastică fină şi textură fin şistoasă ; frecvent sînt fin încreţite pe suprafeţele de şistozitate. Ele sînt formate din alternanţe de pături cuarţo-albitice cu pături fine clorito- sau grafito-sericitoase, de culoare verzuie-argintie, respectiv cenuşie-negricioasă cu reflexe argintii, cu aspect satinat. În general, benzile cuarţo-albitice sînt mai groase ; local, în ele se observă concentraţii mici, lentiliforme, de granule de cuarţ.

La microscop se deosebeşte următoarea parageneză : albit-cuarţ-clorit-sericit ± grafit ; în plus mai pot apare calcit, mai ales în filonaşe transversale pe şistozitate, turmalină, epidot, zoizit, titanit, apatit, pirită şi limonit.

Pentru complexul gnaiselor micacee, în regiunea Bocşa Montană — Surducu Mare — Dognecea — Brădişoru de Jos (Maidan) — Oraviţa — Ilidia este reprezentativ modul de prezentare a şisturilor cristaline grupate în „zona Bocşiţa — Drimoxa". Modul de prezentare a şisturilor cristaline din „zona Buchin" are un caracter local, pe care A l. C o d a r c e a (1931) îl remarcă astfel : „Faptul că paragnaisele zonei Bocşiţa — Drimoxa şi cele ale zonei Buchin înclină în majoritatea cazurilor spre zona calcarelor, ne sugerează ideea că avem de a face cu un sinclinal de şisturi cristaline fracturat în aşa fel că aripa lui răsăriteană a fost dislocată în formă de solzi, din care cauză rocile ei au fost încreţite, pe cînd aripa apuseană şi rocile ei n-au suferit aceste dislocaţiuni".

Rezultă de aici că, complexul gnaisic -E_1 din Munţii Locvei (O. M a i e r, 1971) nu poate fi echivalat cu zona Buchin.

De asemenea, complexul şisturilor cu porfiroblaste de albit-E_2, separat de O. M a i e r (1971) în Munţii Locvei, nu poate fi echivalat cu zona Bocşiţa — Drimoxa, deşi autorul afirmă : „Paralelizăm acest complex cu zona Bocşiţa — Drimoxa cu care se aseamănă întrutotul". Dacă avem în vedere că şisturile din zona Bocşiţa — Drimoxa sînt în majoritate paragnaise plan-şistoase, în care predomină biotitul şi muscovitul şi care conţin adesea ace de turmalină, şi le comparăm cu principalele varietăţi petrografice pe care autorul menţionat le separă în cadrul acestui complex, respectiv : şisturi muscovito-cloritice cu porfiroblaste de albit, şisturi clorito-calcitice cu porfiroblaste de albit, şisturi cuarţitice cu porfiroblaste de albit, şisturi albitice, cuarţite şistoase şi şisturi tufogene bazice, constatăm că aceste şisturi nu se aseamănă cu cele din zona Bocşiţa — Drimoxa.

Subliniem faptul că la mineralele rocilor din complexul şisturilor cu porfiroblaste de albit nu am remarcat transformări care să trădeze fenomene de retromorfism.

Am paralelizat zona filitelor satinate (filite satinate verzi, cenușii, violacee-negricioase) (Al. Codarcea, 1931) cu complexul filitelor-C_4 de la sud de Dognecea și am încadrat-o în acest complex, deoarece, pe de o parte, aceste două grupe de șisturi se aseamănă între ele și se corelează cartografic[12], iar pe de altă parte, considerăm că materialul pe seama căruia, sub acțiunea dinamometamorfismului, s-au format „filitele satinate" din „zona milonitică dintre complexul rocilor verzi și carboniferul superior" a fost reprezentat prin filite; de altfel, această posibilitate o întrevede și Al. Codarcea (1931) cînd afirmă: „În ce privește origina acestor filite satinate, nu se poate spune nimic sigur. Ele sînt acuma niște *ultramilonite*. Ar putea proveni tot așa de bine dintr-o rocă primordial filitică, de altfel ca și din ultralaminarea unor gresii, șisturi argiloase sau chiar conglomerate cum arată unele tranziții la microconglomeratele laminate descrise mai sus".

Cu privire la evoluția proceselor geologice care au condus la formarea complexelor C_2, C_3 și C_4 menționăm următoarele:

După faza de exondare care a urmat depunerii și metamorfozării formațiunilor pe seama cărora s-a format complexul gnaiselor micacee-C_1, în Banatul de vest s-au instalat condițiile necesare dezvoltării unui nou ciclu tectono-magmatic.

Începutul manifestării magmatismului bazic inițial, al acestui nou ciclu, este marcat de depunerea unui material mixt, tufogen și sedimentogen, pe seama căruia, în condiții de metamorfism regional de un grad redus, s-a format complexul șisturilor cu porfiroblaste de albit-C_2.

Într-o fază mai avansată a magmatismului inițial erupțiile bazice au devenit predominante, ele manifestîndu-se prin material tufogen, iar pe alocuri prin punerea în loc a unor roci bazice și ultrabazice; prin metamorfozarea acestor produse în condițiile aceluiași metamorfism slab, s-a format complexul rocilor verzi tufogene-magmatogene bazice, în care apar serpentinitele de la Agadici, metagabbrouri și roci tufogene, cu paragenezele caracteristice descrise în cadrul acestui complex.

Către sfîrșitul acestei perioade de manifestare a magmatismului inițial sedimentele pelitice au devenit tot mai abundente, ajungînd să predomine asupra produselor magmatice, și au constituit materialul care, în aceleași condiții de metamorfism, a format complexul filitelor.

În ceea ce privește formațiunile din insula de cristalin de la Vărădia, reprezentate prin paragnaise muscovit-cloritice cu porfiroblaste mari de albit, în care apar intercalații subțiri de șisturi clorito-actinolitice, pe acestea le considerăm formate prin metamorfozarea unui material mixt, tufogen și sedimentogen, însă în condiții de metamorfism ceva mai ridicat decît șisturile cu porfiroblaste de albit din zona Dognecea — Agadici. În această concepție plecăm de la ideea emisă de R. Dimitrescu (1964) „că gradul de metamorfism atins de o rocă se traduce, în general, prin cristalinitatea ei, prin acest termen înțelegînd dezvoltarea mineralelor constitutive", exprimată și de Eskola (1939) în sensul că mărimea granulelor este o măsură a gradului de metamorfism.

---

[12] *Op. cit.*, pct. 10.

Şisturile cristaline de la Vărădia le paralelizăm cu paragnaisele muscovit-cloritice cu porfiroblaste mari de albit separate de R. Dimitrescu (1964) în zona de Tămaş din Munţii Leaota.

În Banatul de vest şisturile cristaline s-au format în cel puţin două faze de metamorfism regional. În prima fază au fost metamorfozate sedimentele depuse pe actualul amplasament al complexului C_1, în faciesul de şisturi verzi, subfaciesul cuarţ-albit-epidot-almandin (F. J. Turner şi J. Verhoogen, 1967; H. G. F. Winkler, 1965). În faza a doua au fost metamorfozate formaţiunile complexelor C_2, C_3 şi C_4, în faciesul de şisturi verzi, subfaciesul cuarţ-albit-muscovit-clorit, iar cele aparţinînd complexului gnaiselor micacee-C_1, din sectorul Brădişoru de Jos (Maidan) — Oraviţa — Ilidia, au fost retromorfozate.

În ceea ce priveşte vîrsta şisturilor cristaline din Banatul de vest, ţinînd seama de ultimele încercări de sistematizare a datelor privind vîrsta formaţiunilor prealpine (Marcela Dessila-Codarcea, 1967; 1968; D. Giuşcă şi colab., 1969; V. Ianovici şi colab., 1969) şi de felul cum considerăm că se paralelizează petrografic complexele pe care le-am separat cu diferite serii sau zone separate în alte regiuni, ar trebui să admitem următoarea schemă stratigrafică:

Cristalinul baicalian	C_4 Complexul filitelor	(echivalent cu zona de Calina — zona filitelor satinate)
	C_3 Complexul rocilor verzi tufogene-magmatogene bazice	(echivalent cu seria de Corbu)
	C_2 Complexul şisturilor cu porfiroblaste de albit	(echivalent cu complexul E_2 al seriei de Locva, (O Maier, 1971) care este diferită însă faţă de zona Bocşiţa — Drimoxa echivalent cu seria de Leaota echivalent cu seria de Biharia)
Cristalinul prebaicalian	C_1 Complexul gnaiselor micacee	(echivalent cu zona Bocşiţa — Drimoxa şi zona Buchin, echivalent cu seria de Cumpăna)

Avînd în vedere

— aspectul petrografic particular al şisturilor cristaline din complexul gnaiselor micacee-C_1, care se prezintă cu un facies petrografic de tranzifie între faciesul tipic mezozonal al seriei de Lotru — Sebeş (D. Constantinof, 1962) ţi cel tipic epizonal cunoscut din Munţii Poiana Ruscăi [13] şi Carpaţii Orientali [14,15];

— existenţa unei discontinuităţi între complexul C_1 şi complexele supraiacente C_2, C_3 şi C_4;

---

[13] I., Pavelescu, R. Dimitrescu şi D. Constantinof (1953). *Raport geologic asupra ridicărilor detaliate din zona mediană a Poienii Ruscă*, arh. inst. geol.

[14] R. Dimitrescu D. Constantinof, D. Dumitrescu, M. Borcoş şi M. Lupu (1954), *Raport asupra prospecţiunilor din regiunea Iacobeni*, arh. Inst. geol.

[15] D. Constantinof şi colab. (1960). *Raport asupra prospecţiunilor geologice din regiunea Panaci — Crucea — Ostra (Carpaţii Orientali)*, arh. inst. geol.

— prezența fenomenelor de retromorfism accentuat în complexul gnaiselor micacee-C_1, în sectorul Brădișoru de Jos (Maidan) — Oravița;

— continuitatea dintre complexele C_2, C_3 și C_4, pe care le considerăm metamorfozate în același ciclu tectono-magmatic;

— datele paleontologice ale unor cercetători iugoslavi cu privire la vîrsta șisturilor cristaline din estul Serbiei (M. Kalenici, 1966 a și b) și

— ultimele date prezentate de O. Maier (1971) asupra vîrstei șisturilor cristaline din masivul Locvei, trebuie să admitem pentru complexul gnaiselor micacee-C_1 din Banatul de vest apartenența la un cristalin mai nou decît cel prebaicalian, respectiv la cristalinul baicalian; complexele sinmetamorfice, supraiacente, C_2, C_3 și C_4, aparțin ciclului imediat următor, respectiv cristalinului caledonian. Rămîne ca elementele paleontologice care se vor obține în viitor cu privire la prezența cristalinului caledonian în această regiune să aducă mai multă lumină în problema vîrstei șisturilor cristaline, atît de mult discutată și controversată astăzi.

Metamorfismul termic al șisturilor cristaline, provocat de banatite, a condus la transformarea lor în corneene cu biotit, andaluzit, cordierit etc. În unele cazuri, șisturile cristaline au suferit transformări metasomatice (Vlad Șerban, 1971) fiind epidotizate.

Pe baza cercetărilor efectuate, dăm mai jos un tabel din care rezultă felul cum considerăm că se corelează formațiunile cristaline pe care le-am separat în regiunea Ocna de Fier — Surducu Mare — Brădișoru de Jos

Tabel comparativ

privind șisturile cristaline din Banatul de vest

Zona Surducu Mare — Dognecea — Brădișoru de Jos (Maidan) — Oravița — Ilidia	Zona Ezeriș — Ocna de Fier — Dognecea	Munții Locvei
		E_5 Complexul șisturilor cu stilpnomelan
C_4 Complexul filitelor	Zona filitelor satinate	E_4 Complexul șisturilor terigene
C_3 Complexul rocilor verzi tufogene-magmatogene bazice	* Zona epigabbrourilor Zona rocilor verzi porfirogene și tufogene	E_3 Complexul șisturilor tufogene-magmatogene
C_2 Complexul șisturilor cu porfiroblaste de albit		E_2 Complexul șisturilor cu porfiroblaste de albit
C_1 Complexul gnaiselor micacee	Complexul gnaiselor micacee (zona Buchin și zona Bocșița — Drimoxa)	E_1 Complexul gnaisic (= zona Buchin sau (și) zona Bocșița — Drimoxa)

* La sud de Dognecea nu se mai întîlnesc roci epigranitice și epidioritice, cum sînt cele din zona Ocna de Fier — Dognecea.

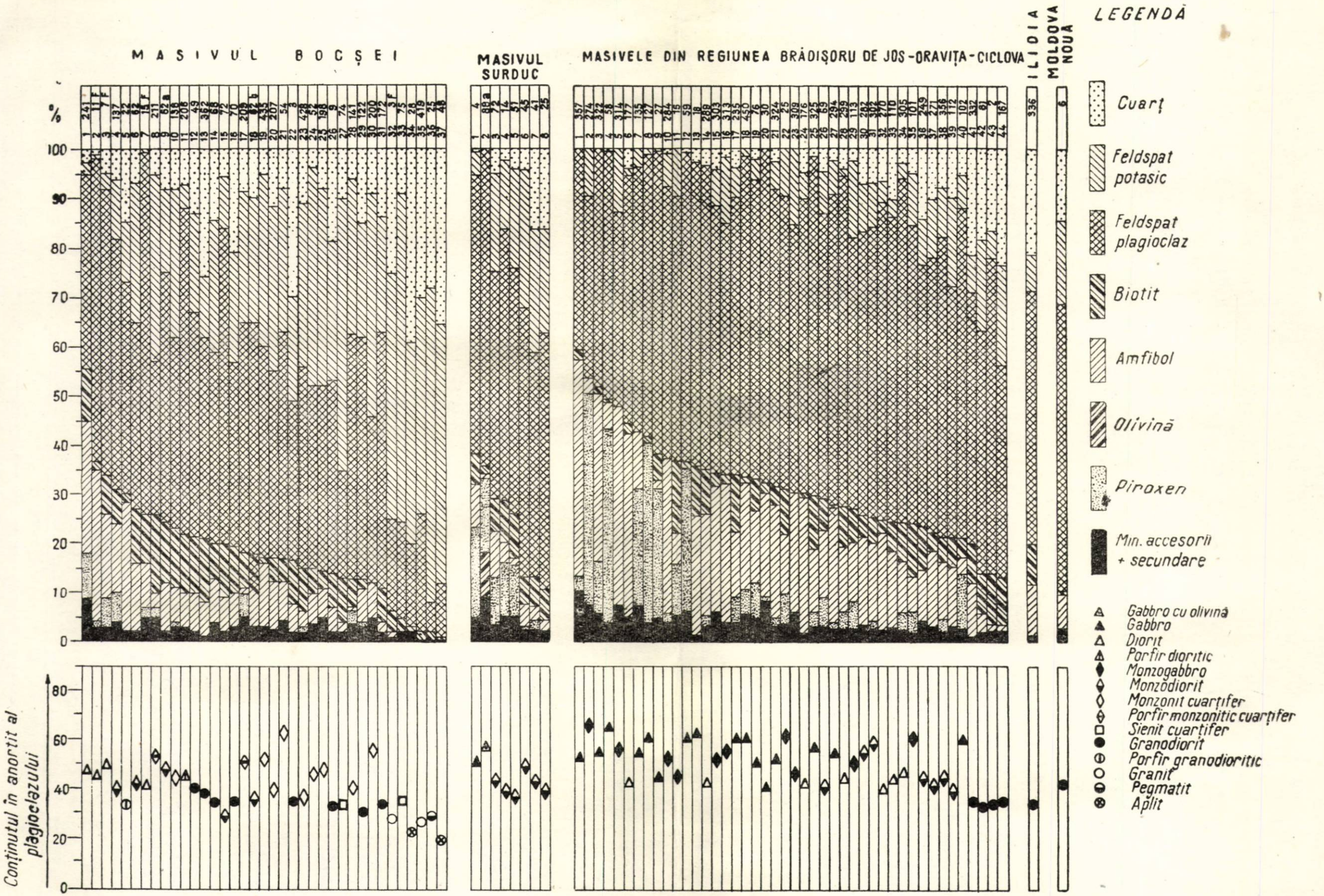


Fig. 1. — Compoziţia mineralogică a unor banatite şi conţinuturile în anortit ale plagioclazilor — masivelor Bocşei (Arinieş), Surducu Mare şi masivelor banatitice din regiunea Brădisoru de Jos — Oravita — Ciclova — Ilidia.

(Maidan) — Oraviţa — Ilidia[16], cu cele separate de Al. Codarcea (1931), în sectorul Bocşa — Ocna de Fier — Dognecea şi de O. Maier (1971) în Munţii Locvei.

BANATITELE

Banatitele sînt produse magmatice puse în loc între sfîrşitul danianului şi eocenul inferior, în ciclul tectono-magmatic alpin, etapa magmatismului subsecvent „sensu stricto", de-a lungul dislocaţiilor laramice, constituind provincia laramică (banatitică). Produsele acestei etape magmatice sînt reprezentate pe teritoriul ţării noastre prin plutonite, subvulcanite şi mai rar vulcanite; ele prezintă o evidentă legătură spaţială cu produsele etapei magmatismului subsecvent timpuriu (G. Cioflică, 1967; D. Giuşcă, 1950; D. Giuşcă şi colab., 1966), în care s-au format produsele vulcanice predominant andezitice, de vîrstă senonian-daniană, asociată tectogenezei subhercinice, care constituie provincia subhercinică. Magmatitele acestor două etape se dispun pe teritoriile României, Iugoslaviei şi Bulgariei într-o zonă de forma unui arc larg, a cărui curbură ar coincide cu zona de legătură dintre Carpaţi şi Balcani. Această zonă se dezvoltă în partea de vest a României, în direcţia NNE-SSV, începînd de la nord de Crişul Repede şi pînă la Dunăre, între Moldova Nouă şi Berzasca, se curbează spre SE pe teritoriul Iugoslaviei şi are direcţie aproximativ est—vest pe teritoriul Bulgariei, unde se termină în apropiere de Burgas, pe malul Mării Negre.

Legătura spaţială dintre produsele celor două etape magmatice se explică prin faptul că magmatitele au fost puse în loc atît de-a lungul sistemelor de fracturi create de mişcările tectonice laramice, cît şi pe unele dintre cele subhercinice reîntinerite. Datorită acestui fapt, produsele magmatismului subhercinic, care în partea de vest a României au o extindere relativ redusă, au fost considerate pînă nu demult ca aparţinînd provinciei banatitice, în care erau cuprinse toate magmatitele de vîrstă cretacic superior-eocen inferior.

Sistemele de fracturi generate sau reîntinerite în faza laramică şi marcate de magmatite laramice (banatite) formează trei aliniamente principale, puse în evidenţă şi pe teritoriul României.

În Banatul de vest apare primul aliniament, cel mai vestic, marcat de corpurile de banatite din masivul Bocşei (Arinieşului), de la Ocna de Fier, Oraviţa, Ilidia, Sasca şi Moldova Nouă şi de cele din zona Ridan (pe Dunăre) — Krepolin de pe teritoriul Iugoslaviei. Masivul banatitic de la Surducu Mare se află pe o ramură secundară a acestui aliniament vestic de banatite.

Compoziţia mineralogică a acestor banatite, raporturile cantitative dintre minerale şi conţinutul în anortit al plagioclazului sînt redate în figura 1.

[16] *Op. cit.*, pct. 10.

Din figura 2 rezultă poziţia diferitelor tipuri de banatite în clasificarea propusă de A. Streckeisen (1967).

Ţinînd seama de situaţia geografică şi de unele particularităţi ale banatitelor din această regiune, am deosebit următoarele două zone:

zona Bocşa — Ocna de Fier — Surducu Mare

zona Oraviţa — Sasca — Moldova Nouă

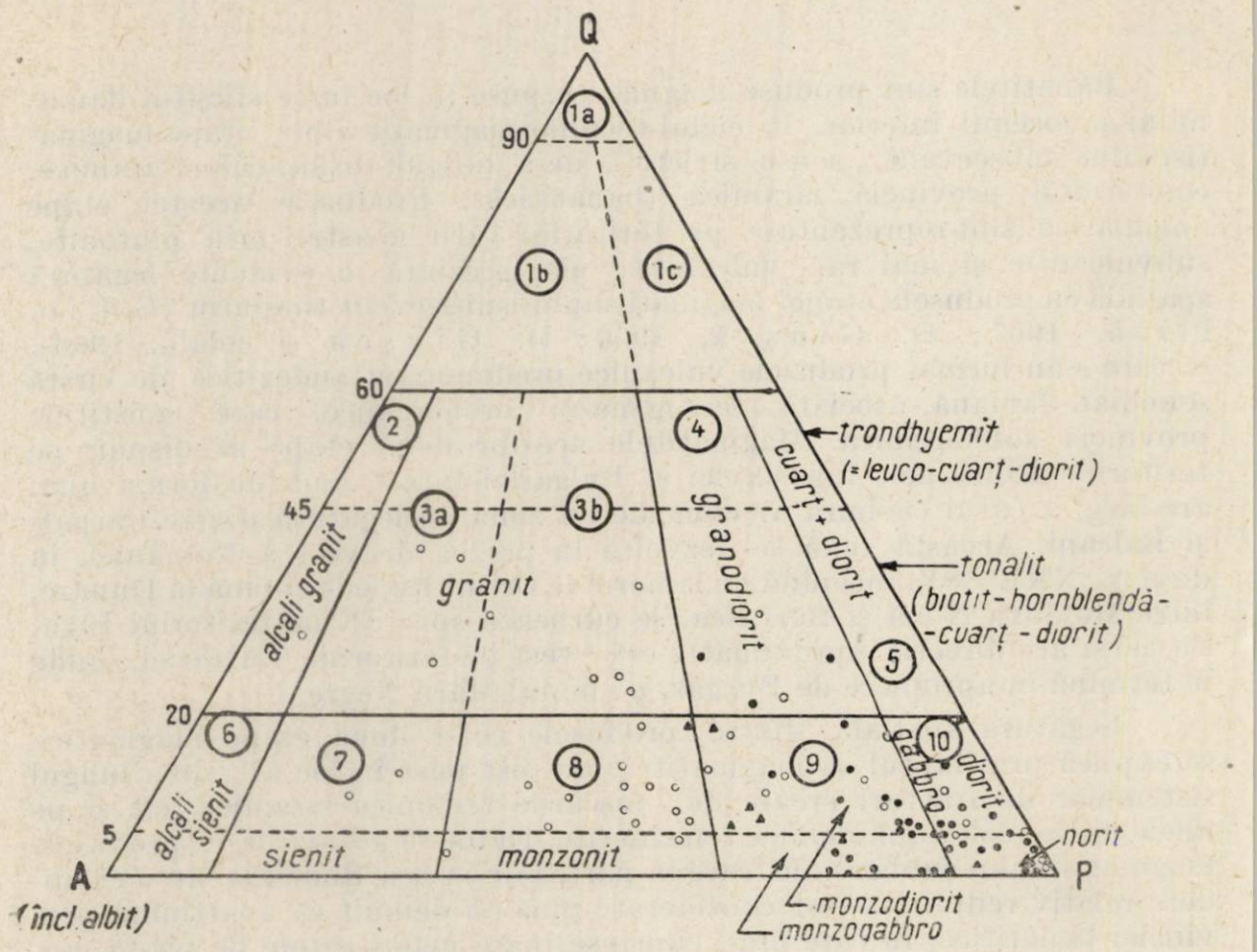


Fig. 2. — Proiecţia diverselor tipuri de banatite din masivele Bocşei (○), Surducu Mare (▲) şi Brădişoru de Jos (·) — Oraviţa (·) — Ciclova (·) — Ilidia (·) în clasificarea rocilor plutonice după compoziţia actuală propusă de Al. Streckeisen (1967).

ZONA BOCŞA — OCNA DE FIER — SURDUCU MARE

Considerate de la nord la sud, principalele apariţii de banatite din această zonă sînt reprezentate prin Masivul Bocşei (Arinieş), care se leagă spre sud cu Masivul Ocna de Fier — Dognecea şi în continuare spre sud-vest, probabil, cu Masivul Surducu Mare.

În această zonă s-au putut separa petrografic şi cartografic diferite tipuri de roci, de la gabbrouri cu olivină la granite.

— Masivul Bocşei (Arinieş), situat la nord de valea Bîrzava, este cel mai important masiv de banatite din Banat, el extinzîndu-se pe o suprafaţă

de circa 230 km². Este constituit predominant din granodiorite cu hornblendă şi biotit, afectate de intense procese hidrotermale în zona centrală, care se extind atît spre nord, cît şi spre sud-vest. Acestea constau din silicifieri, care predomină, caolinizări, cloritizări, epidotizări, piritizări, zeolitizări şi sericitizări. În cadrul acestui masiv, spre limitele sale nord-nord-vestică, şi sud-vestică, s-au separat zone relativ reduse de granite, granodiorite cu piroxen, sienite cuarţifere, monzonite cuarţifere, sienodiorite cuarţifere, diorite, porfire granodioritice, porfire monzonitice cuarţifere şi porfire dioritice. Dintre acestea, granodioritele cu piroxen de pe valea Pietrii, monzonitele cuarţifere de pe valea Bărbosului şi porfirele dioritice din Dealul Mare au o extindere mai mare. Întregul masiv este străbătut de numeroase dyke-uri de aplite şi micropegmatite, precum şi de diferite tipuri de lamprofire, predominant spessartite şi odinite, cu grosimi de la cîţiva decimetri pînă la 20 m.

Monzonitele cuarţifere se aseamănă, atît microscopic cît şi macroscopic, cu monzonitele care intră în constituţia Muntelui Vitoşa (R. P. Bulgaria).

— Masivul Ocna de Fier — Dognecea, descris de Al. Codarcea (1931), este constituit predominant de asemenea din granodiorite cu hornblendă verde şi biotit, afectate pe suprafeţe întinse de procese hidrotermale. În extremitatea nordică a masivului se separă o zonă mai larg dezvoltată, formată din granite şi aplite. Masivul este străbătut de numeroase dyke-uri de aplite, pegmatite, cuarţ-keratofire şi lamprofire (malchite, minete, kersantite, odinite etc.). Acestui masiv îi sînt asociate numeroase apofize de adamelite, granodiorite, granogabbrouri şi roci gabbroide (gabbro, cuarţgabbro, sienogabbro, melagabbro).

— Masivul banatitic de la Surducu Mare este situat la sud-vest de Ocna de Fier, între paralelele ce trec prin localităţile Surducu Mare la nord şi Forotic la sud şi este sensibil mai mic decît precedentele. El este format din trei zone alungite în direcţie aproximativ nord—sud constituite din diferite tipuri de roci. Astfel, zona cea mai vestică, cea mai largă, este constituită din granodiorite cu hornblendă şi biotit, pe alocuri şi cu diopsid uralitizat parţial. Zona mediană, cea mai îngustă, este formată din gabbrouri cu augit, pe alocuri cu olivină şi cu o cantitate mai mare de magnetit. Zona estică este constituită din monzodiorite cu augit, hornblendă şi biotit, în masa cărora se separă tipuri de tranziţie spre granodioritele masivului. Şi acest masiv este străbătut de dyke-uri de lamprofire de 1—20 m grosime, mai puţin numeroase ca în masivele precedente şi reprezentate predominant prin spessartite. Aceste banatite sînt afectate însă mult mai puţin de procese hidrotermale, care în general nu pot fi urmărite decît pe cîţiva metri sau zeci de metri.

Maclarea polisintetică a plagioclazilor după legile albit, Karlsbad şi periclin şi zonarea lor recurentă sînt caracteristice tuturor tipurilor de banatite din această zonă. În rocile mai acide (granite, granodiorite, sienite etc.) se întîlnesc aproape întotdeauna mirmekite, iar ortoza cu aspect tulbure, micro- sau criptopertitică, cu unghiul 2V relativ mic (50—60°), este nelipsită, fiind maclată frecvent după legea Karlsbad. În monzonitele cuarţifere şi în porfirele monzonitice cuarţifere ortoza

apare ca o masă de legătură între celelalte cristale, determinînd o „structură monzonitică".

Destul de frecvent în granodioritele masivelor din această zonă se observă separaţiuni melanocrate, în general dioritice, formate prin acumularea locală a mineralelor feromagneziene. Aceste separaţiuni au în general dimensiuni decimetrice.

ZONA ORAVIŢA — SASCA — MOLDOVA NOUĂ

În zona Oraviţa — Sasca — Moldova Nouă banatitele formează următoarele corpuri principale însoţite de numeroase apofize şi dyke-uri :

— În partea de NE a acestei zone, la est de localitatea Maidan, în împrejurimile vîrfului Cucuiul lui Miclea, apare un corp format predominant din porfire granodioritice cu hornblendă şi biotit, în general slab piritizate, iar pe alocuri silicifiate, care se întinde din valea Cuptorului, pînă ceva mai la sud de valea Racoviţa.

— La vest de acest corp, începînd din culmea dintre valea Cuptorului şi Ogaşul Predii la nord şi pînă în apropierea cotei 362 m de la sud de valea Racilor, se află un corp alcătuit predominant din granodiorite cu hornblendă şi biotit, cu structură porfirică seriată, mai mult sau mai puţin pronunţată, în cuprinsul căruia se constată pe alocuri puternice cataclazări.

— La sud de Poiana Crucii (cota 370 m) se dezvoltă un corp banatitic care, pe sub aluviunile pîrîului Oraviţa, se continuă spre sud pînă în apropierea cotei 502 m de la vest de Dealul Colilia. Acest corp este alcătuit din diorite, pe alocuri cu cuarţ, sienodiorite (monzodiorite), monzogabbrouri şi gabbrouri, în compoziţia cărora intră ca un component melanocrat principal diopsidul.

— La sud de cota 502 m se dezvoltă un corp alungit în direcţie NNV-SSE, pînă în apropierea cotei 576 m, format din roci cu compoziţie sienodioritică (monzodiorite), dioritică, sienogabbroidă (monzogabbrouri) şi gabbrouri, cu tranziţii gradate între ele.

— La vest de corpul precedent, pe şoseaua Oraviţa — Ciclova Montană, pînă în apropierea cotei 378 m, din dealul Floriana, apare un corp de granodiorite porfirice, intens dezagregate.

— Spre obîrşia văii Ghicinului, în amonte de cota 291 m, între valea Ghicinului şi afluentul său drept, valea Corhanului, apar două corpuri de dimensiuni reduse de diorite şi monzodiorite.

— În împrejurimile comunei Ilidia, de o parte şi de alta a Văii Mari, apar cîteva corpuri de banatite reprezentate prin granodiorite.

Între localităţile Sasca Română — Sasca Montană — Cărbunari rocile bănatitice formează o serie de corpuri ce apar de sub pătura de calcare cristaline pe distanţă de circa 7,5 km, începînd de la nord de Nera şi continuîndu-se pînă la circa 1 km sud-vest de satul Cărbunari.

Considerate de la nord la sud, principalele iviri de banatite se dispun astfel :

1. La vest de Sasca Română între cotele 242 şi 405
2. În satul Sasca Montană între vîrfurile Reicher Spitz, la nord şi confluenţa văii Şuşara cu valea Gheorghe la sud.

3. Pe valea Gheorghe din dreptul cotei 519 pînă la cotul şoselei de la sud de cota 453.

4. Între cota 453 de la nord şi cota 608 de la vest de satul Ştinăpari apar o serie de apofize de dimensiuni mai reduse. În acest sector zona străbătută de banatite are lăţimea maximă.

5. Între cota 608 de la sud de satul Ştinăpari şi cota 596 de la vest de satul Cărbunari.

O serie de apofize mai mici apar la nord de Nera, precum şi la sud-vest de satul Cărbunari, pînă în vecinătatea cotei 401 de pe valea Radimniuţa.

În cadrul corpurilor menţionate se deosebesc următoarele tipuri de banatite: granodiorite, porfire granodioritice, microgranodiorite, microdiorite şi porfire dioritice.

Granodioritele constituie majoritatea corpurilor banatitice din regiune. Ele apar între vîrful Reicher Spitz la nord şi confluenţa văii Şuşara cu valea Gheorghe la sud, pe valea Gheorghe din amonte de confluenţa cu valea Şuşara pînă la curba şoselei, între cota 608 de la sud de satul Ştinăpari şi cota 596 de la vest de satul Cărbunari.

Pe afluentul mic stîng al văii Radimniuţa, de la SV de cota 450, într-o zonă formată predominant din porfire dioritice (microdioritice) apare o separaţiune redusă de microgranodiorit biotitic.

Porfirele granodioritice formează apofize de dimensiuni în general reduse, ce se întîlnesc la nord de Nera, pe Ogaşul La Ocnă, în apropierea cotei 608 de la vest de Ştinăpari şi pe braţul drept al afluentului drept al văii Radimniuţa, care izvorăşte din Tîlva Cerbului, precum şi pe afluentul stîng al văii Radimniuţa ce izvoreşte din extremitatea nordică a satului Cărbunari. Au structură porfirică, fiind formate dintr-o masă fundamentală microcristalină în care sînt prinse fenocristalele de cuarţ, ortoză, plagioclaz, hornblendă şi biotit. În compoziţia masei fundamentale predomină mineralele leucocrate, mai ales ortoza şi cuarţul.

Microdioritele apar pe un afluent al văii Radimniuţa ca mici apofize ce alternează cu skarne cu granaţi şi cu apofize de porfire microgranodioritice. Au culoare cenuşie-negricioasă şi structură microcristalină seriată.

Porfirele dioritice (microdioritice) sînt roci de culoare cenuşiu-negricioasă, cu structură porfirică. Ele apar pe doi afluenţi mici de pe stînga văii Radimniuţa.

— În sectorul Moldova Nouă, începînd din valea Radimna şi pînă în pîrîul Apele Albe, de o parte şi de alta a şoselei Sasca Montană — Moldova Nouă, apare o serie de corpuri de dimensiuni variate, constituite predominant din granodiorite porfirice şi porfire granodioritice, mai rar porfire dioritice cuarţifere şi din porfire dioritice.

— În continuarea zonei de mai sus, la sud de pîrîul Apele Albe, pe valea Suvorov, mai apar cîteva corpuri mici de banatite alcătuite din granodiorite porfirice, din porfire granodioritice şi porfire dioritice, cărora le sînt asociate pe alocuri mici dyke-uri de lamprofire.

— La sud de Valea Mare, la Obîrşia Ogaşului Varadului şi a Ogaşului Ciuchin apar granodiorite porfirice, porfire granodioritice şi porfire dioritice cuarţifere.

La contactul cu şisturile cristaline şi cu formaţiunile sedimentare mai vechi, intruziunile de banatite au provocat o serie de transformări termice sau metasomatice, care au determinat formarea unor largi aureole de contact. În cuprinsul acestora formaţiunile calcaroase au fost sediul unor intense schimburi metasomatice, prin care s-au format zone mai mult sau mai puţin mineralizate cu oxizi de fier (magnetit şi oligist). Soluţiile hidrotermale au generat mineralizaţii de sulfuri metalice şi aureole extinse de hidrotermalite.

În funcţie de formaţiunile afectate şi de intensitatea proceselor metamorfice determinate de intruziuni, s-au format trei tipuri principale de roci de contact: calcare cristaline, corneene şi skarne. Pe seama şisturilor şi gresiilor permiene s-au format corneene cu biotit şi alţi silicaţi, iar pe seama şisturilor cristaline, pe lîngă corneene cu biotit, în zonele din imediata vecinătate a corpurilor intruzive, s-au format corneene cu andaluzit, cordierit şi pinnit.

La contactul cu intruziunile banatitice, calcarele şi marno-calcarele din regiune, prin simpla acţiune termică, au suferit recristalizări, transformîndu-se în calcare cristaline şi respectiv corneene cu silicaţi. Schimburile metasomatice cu substanţele volatile din magmă au determinat formarea diferitelor tipuri de skarne endogene şi exogene. Pe baza compoziţiei mineralogice am separat cartografic scarnele cu granaţi de cele cu granaţi şi vezuvian, cît şi diferitele tipuri de corneene.

Banatitele din regiunea cercetată sînt reprezentate prin numeroase tipuri de roci, de la cele mai acide, roci cuarţoase sensu stricto (silexite) în masivul de la Ocna de Fier, pînă la bazice (gabbrouri cu olivină) în Masivul Surducu Mare dar mai ales prin granodiorite. Între acestea, mai ales în zonele contaminate la contact cu calcarele, se constată tranziţii gradate, uneori greu sesizabile chiar la microscop. Pe lîngă tipurile extreme amintite, printre banatite remarcăm ca tipuri mai deosebite monzonitele cuarţifere, porfirele monzonitice cuarţifere şi sienitele din Masivul Arinieş[17], precum şi monzodioritele şi monzogabbrourile de la Oraviţa — Ciclova.

Cu privire la gabbrourile care apar în suita banatitelor s-a considerat (Al. Codarcea, 1931) că ele sînt rezultatul fenomenelor de asimilare a calcarelor, care au modificat magma primordială a acestor roci. Fără îndoială că aceasta este situaţia în cazul unor roci gabbroide de la Oraviţa — Ciclova şi probabil de la Ocna de Fier. Prezenţa gabbrourilor şi a gabbrourilor cu olivină din masivul de la Surducu Mare, în absenţa calcarelor, dolomitelor sau a unor roci tufogene bazice printre rocile înconjurătoare, permite să afirmăm că pe lîngă gabbrourile de contaminare s-au format şi gabbrouri prin diferenţiere magmatică.

În acelaşi sens credem că pledează şi faptul că în masivele Arinieş şi Surducu Mare este prezent augitul, pe cînd în cele de la Ocna de Fier şi Oraviţa — Ciclova, diopsidul, cît şi prezenţa ortozei în banatitele mai bazice din vecinătatea rocilor calcaroase.

Avînd în vedere structurile banatitelor din cele două zone amintite, considerăm că aceste corpuri eruptive au fost puse în loc la nivele diferite, cele din zona nordică la adîncime mai mare decît cele din sud. De asemenea, eroziunea a fost mai activă în prima zonă. În acest sens ar pleda şi numă-

[17] *Op. cit.*, pct. 1, 7.

D CONSTANTINOF

HARTA GEOLOGICĂ A CRISTALINULUI ȘI ERUPTIVULUI DIN REGIUNEA DOGNECEA-ORAVIȚA

REPREZENTÎND REZULTATUL REVIZUIRII ȘI COORDONĂRII URMĂTOARELOR HĂRȚI GEOLOGICE
D. CONSTANTINOF SURDUCU MARE - DOGNECEA ORAVIȚA, ANA RADU - MERCUS - DOGNECEA - RAFNIC

0 1000 2000 300 4000 5000 m

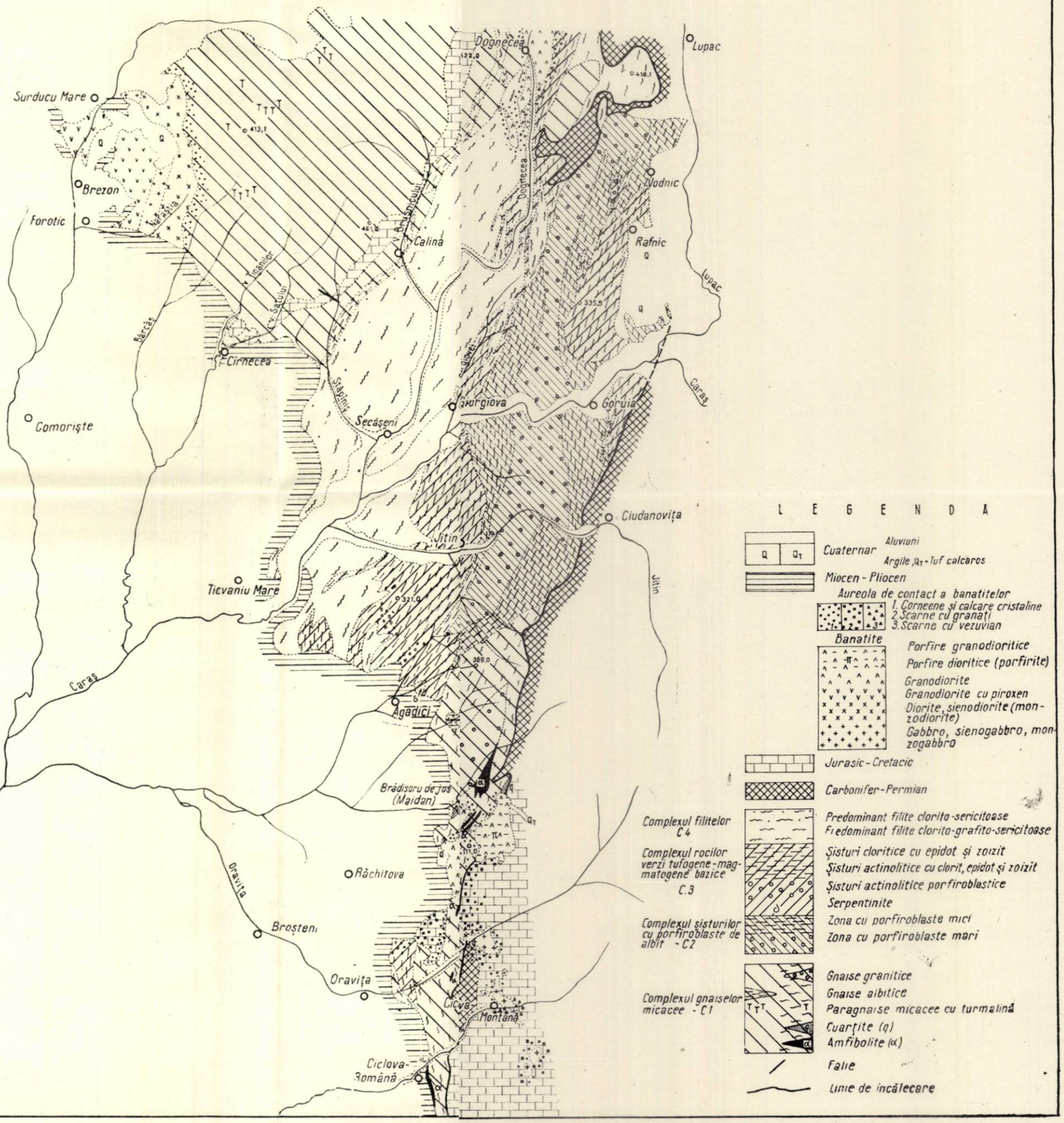


Fig. 3

rul mare de filoane de schizolite acide şi bazice care străbat masivele din nordul regiunii.

Prin forajul de pe valea Mare (Masivul Arinieş) s-a demonstrat şi o diferenţiere a banatitelor pe verticală pe lîngă diferenţierea laterală pusă în evidenţă în Masivul Surducu Mare.

Forma de zăcămînt a corpurilor banatitice din regiune este variată; astfel, Masivul Bocşei are formă lacolitică (?), cel de la Surducu Mare formă de stock, banatitele dintre Ocna de Fier şi Moldova Nouă au forme de corpuri lenticulare şi lamelare care înclină spre vest. Toate aceste corpuri sînt străbătute de dykè-uri de schizolite.

Ca particularităţi mineralogice ale tuturor banatitelor descrise mai sus menţionăm prezenţa ortozei cu un unghi al axelor optice 2V, relativ mic (circa 55°), chiar şi în tipurile mai bazice, şi structura zonară a plagioclazului.

Banatitele s-au format prin diferenţierea în două sensuri, acid şi bazic, a unei magme calco-alcaline, de compoziţie granodioritică cu afinităţi alcaline, trădate de prezenţa rocilor sienitice şi monzonitice, contaminată la contactul cu calcarele.

CONSIDÉRATIONS SUR LES ROCHES MÉTAMORPHIQUES ET ÉRUPTIVES DU BANAT OCCIDENTAL (ZONE FÎRLIUG — MOLDOVA NOUĂ)

RÉSUMÉ

Les schistes cristallins de cette région appartiennent aux complexes suivants : le complexe des gneiss micacés (C_1) ; le complexe des schistes à porphyroblastes d'albite (C_2) ; le complexe des roches vertes tufogènes-magmatogènes basiques (C_3) ; le complexe des phyllites (C_4). Ils se sont formés pendant au moins deux phases de métamorphisme régional. Dans la première phase ont été métamorphisés les sédiments du complexe C_1, dans le faciès des schistes verts, le subfaciès quartz-albite-épidote-almandin (F. J. Turner et J. Verhoogen — 1960) ; pendant la deuxième phase ont été métamorphisées les formations des complexes C_2, C_3 et C_4, dans le faciès des schistes verts, le subfaciès quartz-albite-muscovite-chlorite, tandis que celles appartenant au complexe C_1, de la zone Brădişoru de Jos (Maidan) — Oraviţa — Ilidia, ont été rétromorphisées. Le complexe C_1 s'est formé pendant le cycle tectonique baïkalien, tandis que les complexes sinmétamorphiques C_2, C_3 et C_4 se sont métamorphisés dans le cycle suivant, respectivement le cycle calédonien.

Les banatites de cette région appartiennent à l'alignement le plus occidental des magmatites laramiques de trois alignements mis en évidence sur le territoire de la Roumanie. Dans le Banat occidental cet alignement est marqué par les banatites du massif de Bocşa (Arinieş) et par les corps d'Ocna de Fier, Oraviţa, Ilidia, Sasca et Moldova Nouă ; il se continue en Yougoslavie par les corps de la zone Ridan—Krepolin. Ceux-ci sont constitués par de nombreuses roches, à partir des plus acides, roches quartzeuses sensu stricto (silexites) dans le massif d'Ocna de Fier, jusqu'aux basiques

(gabbros à olivine) dans le massif Surducu Mare, surtout par des granodiorites. Entre les divers types des roches on peut constater des transitions graduées. Outre les types extrêmes mentionnés, parmi les banatites on remarque comme des types tout particuliers les monzonites quartzifères, les porphyres monzonitiques quartzifères et les syénites du massif de Bocșa, ainsi que les monzodiorites et monzogabbros de la région Oravița — Ciclova.

BIBLIOGRAFIE

Cioflică G. (1967), *Die Entwicklung des laramischen Magmatismus in Rumänien*, Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae, **XI**.

Codarcea Al. (1931), *Studiul geologic și petrografic al regiunii Ocna de Fier—Bocșa Montană (jud. Caraș, Banat)*, An. Inst. geol. Rom., **XV**.

Codarcea-Dessila Marcela (1967), *Contribuții la evoluția prealpină a unora dintre masivele cristalofiliene din România*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **12**, *2*.

Codarcea-Dessila Marcela (1968), *Sur la stratigraphie et l'évolution préalpine du soubassement cristallin des montagnes du Banat méridional et occidental*, Rev. roum. Géol. Géophys. Géogr., Série de Géologie, **12**, *2*.

Codarcea Al., Bercia I., Boldur C., Constantinof D., Maier O., Marinescu Fl., Mercus D., Năstăseanu S. (1968), *Geological Structure of the Southwestern Carpathians*, Intern. Geol. Congr. XXIII ses. Prague, 1968. Guide to Excursion 49 AC Romania.

Constantinof D. (1962), *Cercetări geologice în partea de sud-vest a Munților Sebeș*, D. S. Com. geol. Rom, **XLIV** (1956—1957).

Constantinof D., Mînzatu Silvia, Colios Elena (1965), *Arten des Kontaktendometamorphismus in den Banatiten von Orawitza (Banat)*, Carpatho-Balkan Geological Association VII Congress, Reports, Part. III, Sofia.

Dimitrescu R. (1964), *Studiul geologic și petrografic al părții de est a masivului Făgăraș*, An. Com. geol., **XXXIII**.

Eskola P. (1939), *Die metamorphen Gesteine*, în *Die Entstehung der Gesteine*, Berlin.

Gherasi N. (1957), *Cercetări geologice în partea de vest a masivului cristalin al Leaotei*, D. S. Com. geol., **XL** (1952—1953).

Giușcă D. (1950), *Le massif éruptif de la Vlădeasa*, An. Com. geol., **XXIII**.

Giușcă D., Cioflică G., Savu H. (1966), *Caracterizarea petrologică a provinciei banatitice*, An. Com. geol., **XXXV**.

Giușcă D., Savu H., Bercia I., Kräutner H. (1969), *Succesiunea ciclurilor tectonomagmatice prealpine pe teritoriul României*, Bul. Soc. șt. geol. R. S. România, **XI**.

Ianovici V., Giușcă D., Ghițulescu P. T., Borcoș M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. (1969), *Evoluția geologică a Munților Metaliferi*, Edit. Academiei R. S. România.

Kalenici M. (1966*a*), *Pervaia nahodka nijnevo kembriia v vostocinoi Serbii*, Spis. na blg. geol. dr. 1966, Sofia.

Kalenici M. (1966*b*), *Beleșka o kristaliniku osanițe*, C.R.S. Soc. Serbe Géol. p. l'année 1962.

Maier O. (1971), *Studiul geologic și petrografic al masivului cristalin Locva*, Rezumatul tezei de doctorat, Inst. de petrol, gaze și geologie, București.

Mînzatu Silvia (1964), *Șisturile cristaline din aureola de contact termic a banatitelor de la Oravița, (Banat)*, D.S. Com. geol. **L**/1 (1962—1963).

Radu-Mercus Ana (1962), *Cercetări geologice și petrografice în regiunea Dognecea (Banat). Notă preliminară*, Bul. I.P.G.G., **VIII**.

Streckeisen L. A. (1967), *Classification and nomenclature of igneous rocks*. N. Jb. Miner. Abh. **107**, *2—3*, 144—240.

TURNER F. J., VERHOOGEN J. (1967), *Petrologie magmatică și metamorfică*, traducere din limba engleză a ed. a II-a-1960, Edit. tehnică.

VLAD ȘERBAN (1971), *Studiul mineralogic al formațiunilor de skarne de la Dognecea (Banat)*. Rezumatul tezei de doctorat, Universitatea București.

WINKLER H. G. F. (1965), *La genèse des roches métamorphiques*, traducere din limba germană, Edit. Ophrys, 1965.

ZLATARCVA-ȚOP L., MUREȘAN M., NICOARĂ B. (1968), *Studiul rocilor eruptive bazice și ultrabazice din zona Agadici (Banatul de Vest)*, D. S. Com. Stat Geol., **LIV**/1 (1966—1967).

Primită în redacție la 3 aprilie 1972

Departamentul Geologiei
din M.M.P.G.

CONTROLUL STRUCTURAL AL METASOMATITELOR DE LA DOGNECEA

DE

ȘERBAN VLAD

55(05)

În regiunea Dognecea există indicații despre extragerea și prelucrarea minereurilor de Pb-Zn încă de pe vremea romanilor, activitate continuată, cu perioade de întrerupere, pînă în vremurile noastre. Interesul pentru cunoașterea acestor ocurențe s-a tradus prin elaborarea unor studii geologice și mineralogice variate — B. von Cotta (1864), M. Castel (1869), H. Sjögren (1886), G. Halaváts (1889 și 1890) etc.; în ultimul timp sînt de menționat cercetările întreprinse de Ana Radu-Mercus (1962), Ș. Vlad (1969 a, 1969 b, 1971[1]), Ș. Vlad și Cecilia Vasiliu (1969).

CONSIDERAȚII GEOLOGICE-STRUCTURALE ASUPRA REGIUNII DOGNECEA

În partea de vest a localității Dognecea apar formațiuni cristalofiliene și sedimentare ale domeniului getic, străpunse în lungul unor importante linii tectonice de către magmatite laramice (banatite). În aureola de contact a corpului banatitic Ocna de Fier — Dognecea se întîlnesc variate neoformațiuni, reprezentînd efectele conjugate ale metamorfismului cataclastic, termic și metasomatic (fig. 1).

Formațiunile cristalofiliene, rezultate prin metamorfism regional (faciesul șisturilor verzi)[2] în decursul ciclurilor orogenice precambrian, caledonic și hercinic (Al. Codarcea și colab., 1961), aparțin anticlinoriului Ocna de Fier — Dognecea. Răspîndirea cea mai mare o au metapelitele cu intercalații de metaarenite (micașisturi,

[1] Ș. Vlad (1971), *Studiul mineralogic al formațiunilor de skarne de la Dognecea*, teză de doctorat, Univ. București.

[2] Conform nomenclaturii recente a lui H. G. F. Winkler (1970), aceste roci reprezintă produse ale stadiului de metamorfism scăzut (Schwach Metamorphes Stadium).

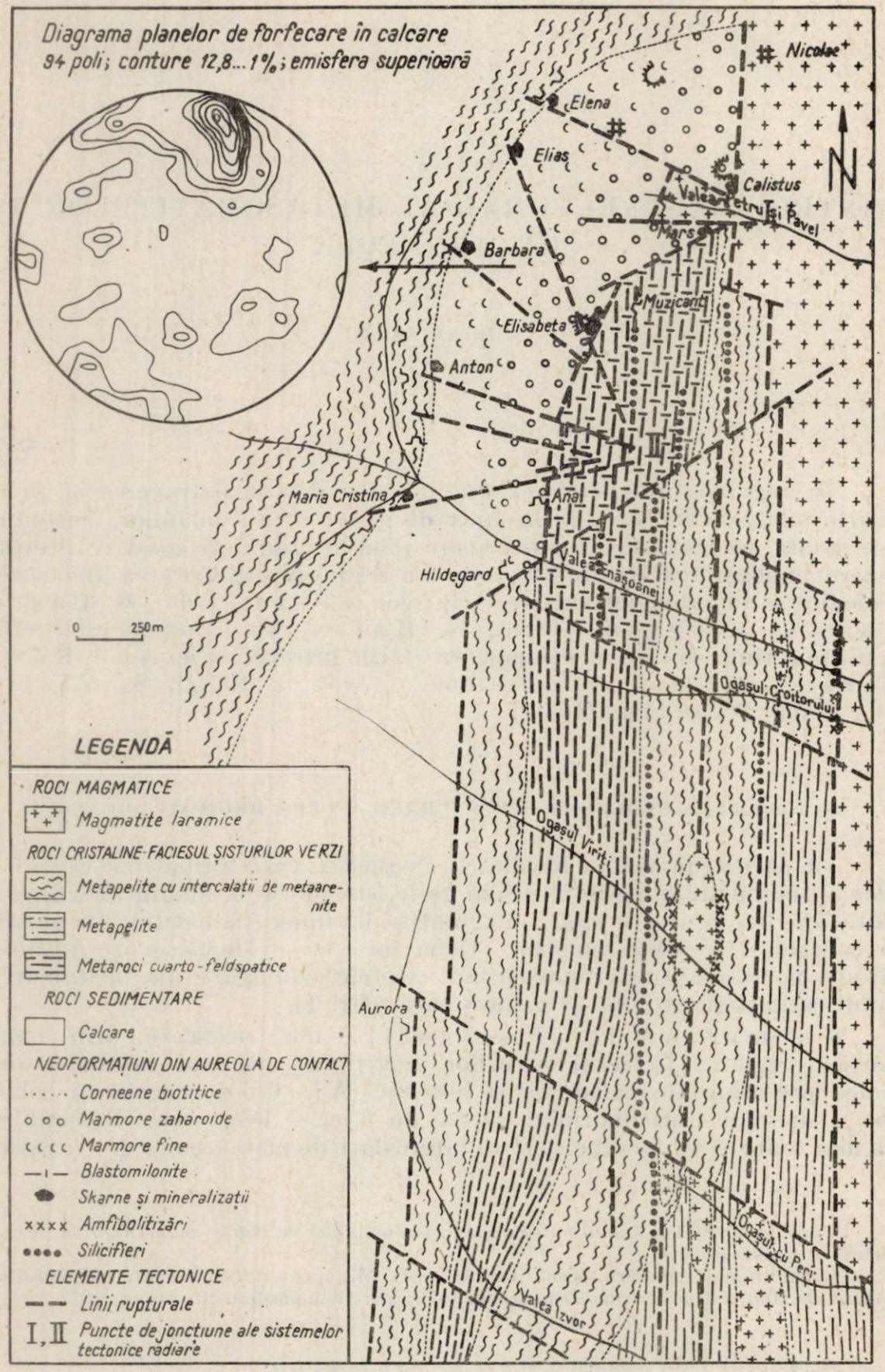


Fig. 1. — Schiță geologică a regiunii de la vest de Dognecea.

micașisturi feldspatice, cuarțite micacee); în partea centrală a regiunii se întîlnește o bandă de metaroci cuarțo-feldspatice (gnaise), orientată nord—sud, cu frecvente intercalații decimetrice de metabazite (amfibolite), iar în extremitatea sud-estică apar metapelite (șisturi cuarțo-sericitoase cu clorit).

Formațiunile sedimentare sînt reprezentate prin roci detritice (liasic inferior) și, în special, calcare recifale (barremian-apțian inferior)[3], constituind umplutura sinclinalului Lacul Mic — Calina. Acesta se dispune pe aliniamentul succesiunii de iviri analoge (NNE—SSV), resturi ale unui sinclinal unitar (sinclinalul Ezeriș — Cîrnecea) și prezintă o evoluție asemănătoare cu cea a sinclinoriului Reșița — Moldova Nouă.

Depozitele sedimentare ale cuverturii discontinui sînt rezultatul activității geosinclinalului hercinic, reluat în timpul întregii orogenii alpine; sinclinalul Lacul Mic — Calina, structură relictă a învelișului sedimentar suspendată pe fundamentul cristalin al anticlinoriului Ocna de Fier — Dognecea, se caracterizează printr-o dezvoltare restrînsă a ciclurilor de sedimentare în raport cu sinclinoriul Reșița — Moldova Nouă, care a funcționat într-o zonă de subsidență completă.

În timpul orogeniei carpatice, structura Carpaților Meridionali a fost intens afectată în faza austrică prin șariajul pînzei getice (G. Munteanu-Murgoci, 1905); la Dognecea, aceste mișcări orogenetice s-au tradus prin împingerea cristalinului getic peste formațiunile paleozoice și mezozoice ale zonei Reșița — Moldova Nouă în lungul liniei Oravița (NNE—SSV) — șariaj scurt —, vectorul forțelor generatoare ale edificiului fracturat fiind $\sim V \rightarrow E$.

Ansamblul structural este completat în faza laramică prin suprapunerea unei tectonici casante, avînd un caracter disjunctiv pulsatoriu. Cel mai semnificativ element dinamic îl constituie deplasarea ascensională a magmei banatitice în lungul fracturilor de origine profundă, paralele cu aliniamentul tectonic Oravița. Această importantă linie tectonică se continuă spre sud, în direcția Ridan — Mackatita și poartă amprenta numeroaselor iviri banatitice (D. Giușcă, G. Cioflica și H. Savu, 1966), reliefînd caracterul fisural al magmatismului laramic (G. Cioflica, 1967).

Corpul granodioritic Ocna de Fier — Dognecea (Al. Codarcea, 1931) constituie principala apariție de magmatite din regiune; se dezvoltă pe circa 15 km lungime (nord—sud), avînd o lățime maximă de 3—4 km în zona de afloriment și se afundă către vest sub cuvertura sedimentară și metasedimentară, reprezentînd faciesul marginal, cu structură hipabisică, a unui plutonit (sfenolit) localizat în adîncime (fig. 2).

Dezvoltarea unor complexe de linii rupturale, cu orientare diferențiată, a înlesnit punerea în loc a corpurilor adiacente de magmatite și migrarea poliascendentă a fluidelor postmagmatice preluate de la fracturile majore. Astfel, urmărind un aliniament vestic, situat în vecinătatea principalei mase de banatite, se întîlnesc dyke-uri satelite cu o compoziție asemănătoare — în general — magmatitelor din corpul Ocna de Fier — Dognecea și numeroase aplite granitice injectate în șisturile

[3] Vîrsta depozitelor sedimentare după Al. Codarcea și colab. (1961).

cristaline. Continuînd spre vest, se remarcă prezenţa unei suite filoniene de microdiorite porfirice deschise prin lucrări miniere în calcarele mezozoice de la nord de valea Enăşoanei.

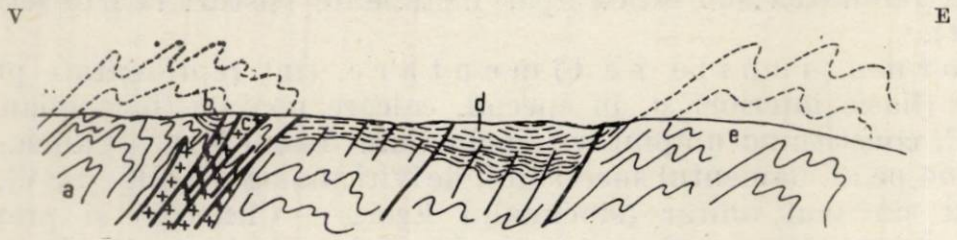


Fig. 2. — Secţiune geologică schematică în domeniul getic (Banatul de nord)

a, Anticlinoriul Ocna de Fier – Dognecea – formaţiuni cristalofiliene; *b*, sinclinalul Ezeriş – Cîrnecea – depozite sedimentare mezozoice; *c*, lama de banatite Ocna de Fier – Dognecea; *d*, sinclinoriul Reşiţa – Moldova Nouă – depozite sedimentare paleozoice şi mezozoice (imagine geologică simplificată după S. Năstăseanu, 1964); *e*, anticlinoriul Semenic – formaţiuni cristalofiliene.

În aureola de contact a lamei granodioritice Ocna de Fier — Dognecea, formaţiunile cristalofiliene au fost transformate în corneene cu biotit, peste care se suprapun produse ale metamorfismului allochimic (grosularite, neoformaţiuni feldspatice, epidotite), însoţite de depuneri în spaţii libere (vinişoare cu cuarţ, amfibol, epidot, clorit, pirită etc.). Datorită acţiunii metamorfismului termic asupra calcarelor, în apropierea corpului de magmatite se întîlnesc marmure zaharoide, iar spre exteriorul aureolei de contact marmure fine; metamorfismul metasomatic se manifestă prin introducerea de Si, Fe, Mn, Zn, Pb, Cu etc. în formaţiunile carbonatice, formîndu-se skarne (granaţi, piroxeni, ilvait, wollastonit) purtătoare de mineralizaţii (hematit, magnetit, blendă, galenă, calcopirită, pirită); continuitatea procesului metasomatic într-un stadiu subsecvent este marcată de formarea epidotului şi depunerea unei generaţii tinere de minerale metalice în masa skarnelor, iar în etapa tardivă a stadiului postmagmatic apar neoformaţiuni predominant dolomitice (Ş. Vlad, 1971[4]).

Definitivarea arhitecturii geologice-structurale este datorată unui sistem ortogonal de dislocaţii postmiocene (faza atică) al cărui rezultat îl constituie fragmentarea edificiului structural în blocuri şi afundarea compartimentelor către vest şi sud.

RELAŢIILE DINTRE ELEMENTELE STRUCTURALE ŞI GENEZA METASOMATITELOR

Natura şi caracterul fluidelor postmagmatice, mobilitatea diferenţiată a componenţilor aduşi, permeabilitatea paleosomului şi elementele structurale controlează îndeaproape apariţia şi distribuţia spaţială a neoformaţiunilor metasomatice. Factorii structurali care au contribuit la formarea metasomatitelor de la Dognecea sînt reprezentaţi prin :

— zona de contact a depozitelor carbonatice din flancurile şi fundul sinclinalului Lacul Mic — Calina cu rocile înconjurătoare (formaţiuni

[4] *Op. cit.*, pct. 1.

cristalofiliene din fundament şi magmatite laramice);

— deformaţiile rupturale (falii, fisuri, diaclaze etc.);

— dislocaţii în reţeaua internă a cristalelor paleosomului.

Aceste elemente structurale au favorizat circulaţia fluidelor postmagmatice, dirijîndu-le pe căi de acces preferenţiale, şi morfologia corpurilor de neoformaţiuni, participînd astfel la desăvîrşirea în timp şi spaţiu a edificiului metasomatic.

Elementul de discontinuitate marcat de *contactul* formaţiunilor carbonatice din sinclinalul Lacul Mic — Calina cu rocile înconjurătoare a uşurat deplasarea ascensională a fluidelor determinată, în principal, de sistemele de linii rupturale. Aceeaşi zonă de contact a imprimat o migrare asimetrică a frontului metasomatic (către interiorul calcarelor) în urma barierii constituite de rocile silicatice, cu competenţă mai redusă pentru procesele de substituţie.

Cea mai importantă masă de metasomatite are, aşadar, un caracter apocarbonatic şi urmăreşte flancurile (în flancul vestic, cu înclinare 30—40° E — flanc normal — sînt cantonate corpurile metasomatice Maria-Cristina, Anton, Barbara, Elias, Elena, iar în flancul estic, care prezintă căderi subverticale, corpurile Elisabeta, Mars, Calistus) şi fundul neregulat al sinclinalului (benzi discontinui de metasomatite).

În interdependenţă cu elementul structural plicativ — contactul calcarelor din sinclinal cu rocile înconjurătoare — *deformaţiile rupturale* au jucat un rol determinant în definitivarea ansamblului morfologic al metasomatitelor. Elementele tectonice disjunctive au înlesnit, pe lîngă punerea în loc a magmatitelor laramice, circulaţia poliascendentă a fluidelor postmagmatice datorită funcţionării discontinui într-un mare interval de timp. Succesiunea cronologică a sistemelor rupturale este rezultatul regenerării pulsatorii începînd din orogeneza hercinică şi continuînd de-a lungul întregii orogenii carpatice. În cadrul tectogenezei laramice se pot evidenţia:

Complexul ruptural primar (deformaţii de ordinul I) — constituit din linii tectonice majore cu orientare meridiană, care au controlat apariţia lamei banatitice Ocna de Fier — Dognecea (magmatite sintectonice).

Complexul ruptural „de sprijin" (deformaţii de ordinul II) — alcătuit din două sisteme tectonice radiare (falii diagonale şi transversale dispuse în evantai) şi din linii rupturale longitudinale, care au contribuit la ocurenţa dyke-urilor de diferenţiate banatitice, a skarnelor şi mineralizaţiilor asociate, a neoformaţiunilor carbonatice epitermale.

Sistemele în evantai (sistemul Elias — Elizeu cu evazare între Elena şi Muzicant, punct de joncţiune în valea Petru şi Pavel; sistemul Elisabeta cu evazare între Elias şi Maria-Cristina, punct de joncţiune în dealul Elisabeta), a căror convergenţă coincide cu două „hot-center"-uri situate în adîncime, au influenţat în special procesele de substituţie din calcare. Dispunerea orientată a calcitului catalizează procesul de metasomatoză (G. W. Bain, 1936); această particularitate structurală a calcarelor a fost testată şi în cazul depozitelor carbonatice de la Dognecea, constatîndu-se că poziţia planelor de clivaj ale calcitului indică o orientare după reţea, deci existenţa unor condiţii favorabile în masa paleosomului carbonatic pentru înlocuirea metasomatică. De asemenea, diaclazele, fisurile

şi faliile înlesnesc infiltraţia fluidelor postmagmatice şi dezvoltarea neoformaţiunilor metasomatice.

Recurenţa fracturilor radiare, caracterizată de o uşoară mişcare de derivă (shifting) a planelor tectonice, conduce la următoarea succesiune de apariţie a neoformaţiunilor în calcare:

a) stadiul magmatic — filoane de microdiorite porfirice orientate NV—SE sau E—V;

b) stadiul postmagmatic principal — skarne şi mineralizaţii asociate.

Liniile tectonice cicatrizate sînt redeschise parţial, controlînd infiltraţia fluidelor de temperatură înaltă pînă la întîlnirea unui ecran, de obicei rocile metasedimentare sau granodioritele de la contactul cu calcarele. În aceste condiţii, fluidele reacţionează în raport cu permeabilitatea anizotropă a paleosomului, rezultînd o coloană de metasomatite predominant apocarbonatice cu structura internă determinată de mobilitatea diferenţiată a componenţilor (Ş. V l a d, 1971[5]). În flancurile sinclinalului se localizează astfel corpuri metasomatice cilindroide care ating uneori dimensiuni mari (de ex. corpul Anton are o înălţime de peste 120 m, o lăţime de circa 60 m şi o grosime maximă de 20—25 m). Sistemul radiar Elisabeta fiind mai „productiv", datorită intensităţii sporite a „hot-center"-ului, a controlat dispunerea corpurilor Maria-Cristina, Anton, Barbara, Elena şi a grupului Elisabeta; pe aliniamentul radiar Elias-Eliseu se distribuie corpurile nordice Elena, Mars şi Calistus. Către adîncime, pe măsura apropierii de sursa generatoare, se remarcă un surplus de fluide în deplasare care debordează zona adiacentă principalelor canale de aducţiune. Acestea vor migra în continuare pe contactul calcarelor cu rocile înconjurătoare, corpurile cilindroide tinzînd să se unească în profunzime prin benzi discontinui (fig. 3). La periferia benzilor se dezvoltă, sub formă

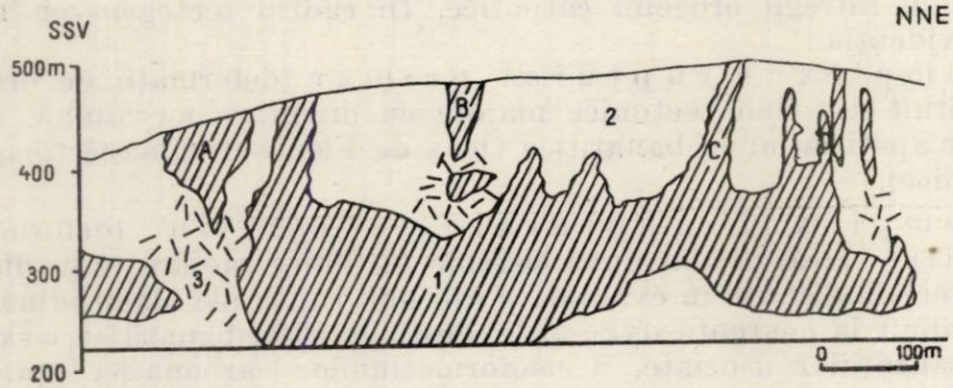


Fig. 3. — Secţiune longitudinală prin corpurile de skarne de la Dognecea (flancul vestic al sinclinalului Lacul Mic — Calina); înclinare ~30° E.

A, Corpul Anton; *B*, corpul Barbara; *C*, corpul Elias; *D*, corpul Elena.

1, skarne; *2*, marmure fine; *3*, zone tectonizate în paleosomul carbonatic favorizînd substituţiile metasomatice (neoformaţiuni : sulfuri polimetalice, cuarţ, carbonaţi).

de apofize ce străpung calcarele, numeroase „filoane" de pirometasomatite, urmărind aceleaşi aliniamente de linii fisurale care au controlat apariţia principalelor neoformaţiuni.

[5] *Op. cit.*, pct. 1.

c) Stadiul postmagmatic tardiv-metasomatite predominant carbonatice. Redeschiderea zonelor fracturate după o întrerupere în timp şi o „regenerare" a procesului de metasomatoză, însoţită sau nu de un uşor shifting tectonic, controlează dolomitizarea generalizată din masa calcarelor (cu formarea de „brecii metasomatice" în jurul fracturilor[6]) şi substituţia skarnelor piroxenice de către carbonaţi şi cuarţ.

Liniile rupturale longitudinale au influenţat apariţia produselor de neoformaţiune din rocile metasedimentare; regenerarea tectonitelor, în mai multe etape, fără shifting, determină următoarea succesiune:

a) injectarea dyke-urilor satelite corpului Ocna de Fier — Dognecea;

b) infiltraţia fluidelor postmagmatice în zonele cu texturi lenticulare — şistoase şi cu fisurare avansată, generate prin acţiuni mecanice:

— formarea sporadică a unei borduri de reacţie cu amfiboli la contactul magmatitelor cu rocile metasedimentare;

— apariţia unei aureole de feldspatizare în vecinătatea lamei de banatite; local, breciile de zdrobire injectate cu material „aplitic" îmbracă un caracter agmatic;

— dezvoltarea unei reţele de filonaşe (cuarţ, subordonat amfibol, epidot, pirită, clorit etc.) în masa cataclazitelor biotitice.

Interacţiunea sistemelor tectonice radiare cu liniile rupturale longitudinale afectează banda de gnaise orientată nord—sud şi depozitele detritice din baza sinclinalului Lacul Mic — Calina. De-a lungul zonelor deformate de la nord de valea Enăşoanei gnaisele au suferit zdrobiri, permiţînd declanşarea unui proces de blasteză şi apariţia blastomilonitelor migmatoide (fig. 4). Aceste neoformaţiuni au o textură stromatitică şi o structură porfiroblastică, leucosomul fiind format din xenoblaste de ortoclaz într-un agregat homeoclastic de cuarţ, iar melanosomul din benzi subparalele de biotit.

Dacă în metapelitele biotitizate şi în xenolitele de roci cristaline digerate de către magmatitele laramice prezenţa ortoclazului sugerează un aport metasomatic evident („arterite" în sensul lui J. J. S e d e r h o l m), neoformaţiunile caracteristice aureolei de feldspatizare din gnaise pot rezulta şi prin îmbogăţiri datorită mobiliizării „in situ" („venite" în sensul lui J. J. S e d e r h o l m).

Depozitele detritice au fost supuse pe spaţii limitate unor efecte mecanice de zdrobire, caracterizate prin măcinarea elementelor cuarţitice sau prin dezvoltarea de zone cu aspect milonitic, în care se localizează neoformaţiunile hidrometasomatice.

Tectogeneza postlaramică s-a caracterizat prin următoarele aspecte:

— Complexul ruptural primar a fost reactivat discontinuu pînă în miocen, determinînd o tectonică în blocuri evidenţiată prin afundarea către vest a compartimentelor în lungul unor importante linii de fracturi. În compartimentul estic, cel mai ridicat, aflorează magmatitele corpului Ocna de Fier — Dognecea; compartimentul intermediar, localizat între liniile rupturale Nicolae — Ogaşul cu Peri şi Elisabeta — Aurora, este caracterizat de injecţii magmatice şi neoformaţiuni contact-metamorfice cu structuri cataclastice (adîncimea estimată pentru partea superioară

[6] Blocuri de paleosom calcitic „cimentate" de ankerit şi dolomit (Ş. V l a d, 1971, *op. cit.*, pct. 1).

a corpului banatitic este de circa 200—600 m); compartimentul următor poartă amprenta căderii bruşte a corpului banatitic sub sinclinalul Lacul Mic — Calina (fig. 5).

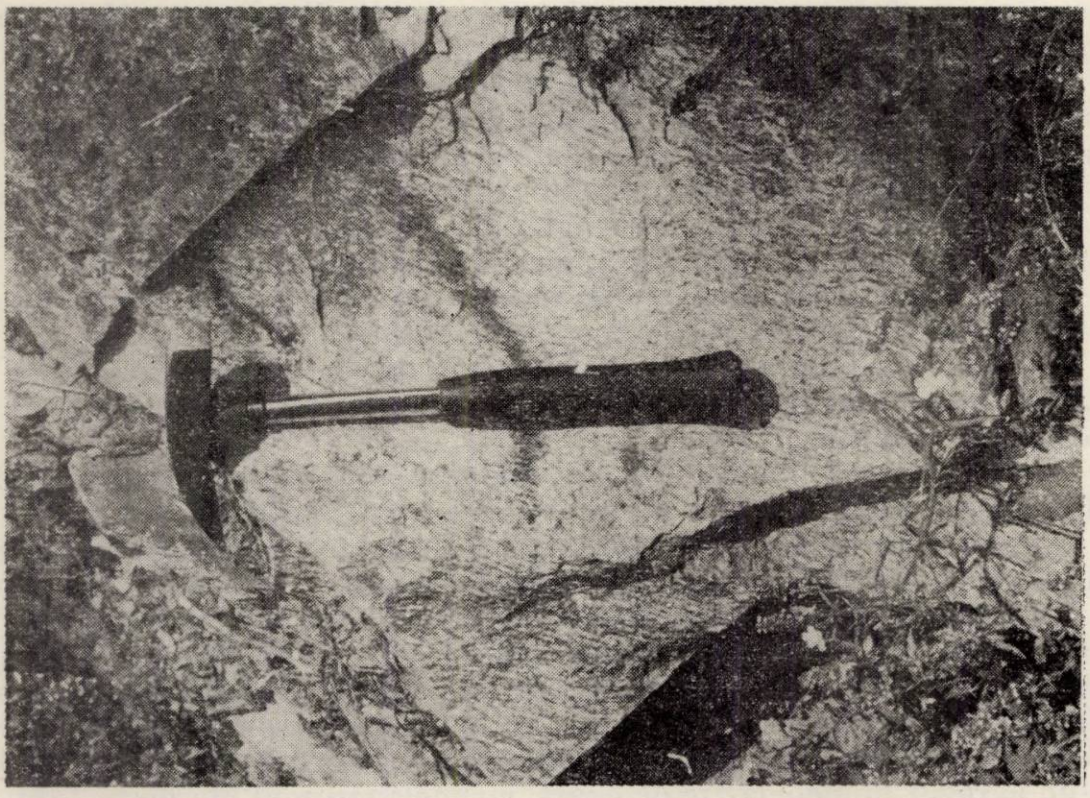


Fig. 4. Blastomilonite cu textură stromatitică, Valea Enăşoanei.

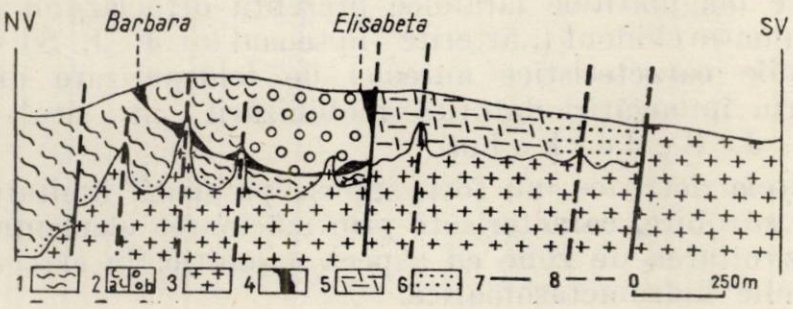


Fig. 5. — Profil transversal la Dognecea, la nord de valea Enăşoanei.

1, Metapelite cu intercalaţii de metaarenite; *2*, calcare recristalizate din sinclinalul Lacul Mic — Calina — *a*) marmure fine, *b*) marmure zaharoide; *3*, banatite; *4*, metasomatite apocarbonatice (skarne şi mineralizaţii); *5*, blastomilonite migmatoide; *6*, corneene cu biotit; *7*, fracturi majore—deformări de ord. I; *8*, linii rupturale — deformări de ord. II.

— complexul ortogonal postmiocen (faza atică) conturează terminaţia în trepte a lamei banatitice Ocna de Fier — Dognecea către sud, determinată de faliile diagonale Ogaşul Croitorului, Ogaşul cu Peri şi Izvor. Dintre acestea, linia rupturală Ogaşul Croitorului este cea mai importantă,

marcînd dislocarea aureolei de contact care nu a mai fost identificată la sud de falie, datorită afundării compartimentului respectiv.

Dislocațiile în rețeaua internă a cristalelor de calcit facilitează solubilizarea carbonatului și, implicit, procesul de difuziune metasomatică. Figura 6 exprimă o astfel de situație întîlnită la Dognecea în apropierea contactului dintre metasom (skarne piroxenice) și paleosomul carbonatic.

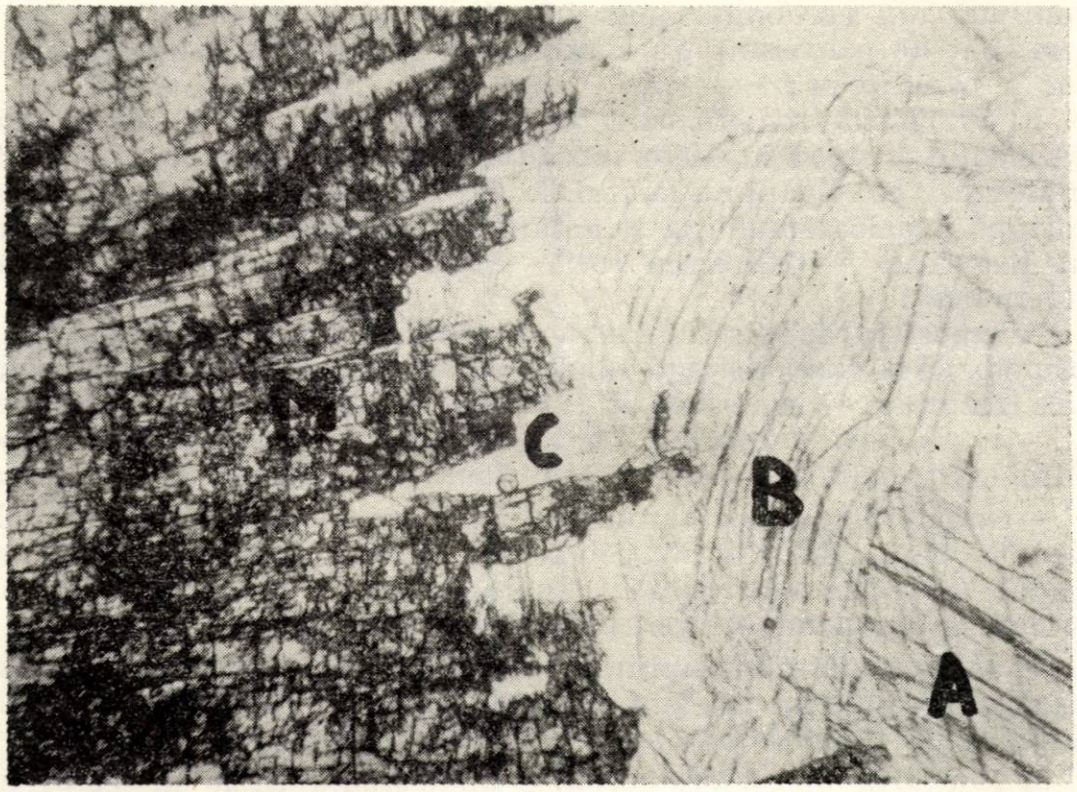


Fig. 6. — Contactul dintre cristaloblaste piroxenice aparținînd skarnelor (metasom) și calcit (aparținînd paleosomului).

Sub acțiunea creșterii cristaloblastelor metasomului (M), pe lîngă deformările rupturale sincrone cu skarnificarea (macle mecanice dispuse paralel cu frontul metasomatic în granulul A) au loc deformări plastice marcate prin torsionarea cristalelor (granul B). Skarnele sînt separate de paleosom printr-o zonă nedeformată de calcit hidrotermal (granul C) rezultat prin recristalizare în urma circulației soluțiilor postmagmatice.

CONCLUZII

În urma evidențierii particularităților structurale care au influențat punerea în loc a magmatitelor laramice și formarea metasomatitelor asociate de la Dognecea se remarcă următoarele aspecte :

1. Concordanța dintre alura cutelor hercinice (anticlinoriul Ocna de Fier — Dognecea, anticlinoriul Semenic), poziția zonelor de subsidență (sinclinalul Ezeriș — Cîrnecea, sinclinoriul Reșița — Moldova Nouă) și distribuția ivirilor de magmatite laramice (corpul Ocna de Fier — Dognecea).

2. Similitudinea direcţională între corpul de magmatite Ocna de Fier — Dognecea, complexul ruptural primar şi şariajul scurt din lungul liniei Oraviţa.

3. Elementele tectonice din regiune au funcţionat pulsatoriu din timpul orogenezei hercinice pînă spre sfîrşitul ciclului orogenic carpato-alpin;

a) *Fracturile majore* (complexul ruptural primar), cu activitate discontinuă din carbonifer pînă în miocen (faza austrică reprezentînd un moment de paroxism), au controlat în tectogeneza laramică punerea în loc a banatitelor;

b) *Fracturile radiare*, caracteristice de asemenea fazei laramice, au influenţat în mod hotărîtor apariţia metasomatitelor apocarbonatice. Prin acţiunea conjugată cu factori de natură litologică (permeabilitatea anizotropă a paleosomului) şi structurală (contactul calcarelor din sinclinalul Lacul Mic — Calina cu rocile înconjurătoare), controlul tectonic a determinat:

— transferul de substanţă în metasomatoză, aportul de Si, Fe, Mn, Zn, Pb, Cu etc. de la mare distanţă conducînd la apariţia unei coloane metasomatice rezultate — în principal — prin infiltraţia fluidelor în calcare;

— morfologia corpurilor de metasomatite, predominînd corpurile cilindroide (subordonat benzi discontinui şi „filoane" metasomatice);

— caracterul complex al zonalităţii metasomatitelor (zonalitate poliascendentă), pe fondul distribuţiei zonale a neoformaţiunilor din stadiul principal (skarne, mineralizaţii) suprapunîndu-se produsele ulterioare controlate de regenerarea şi shiftingul elementelor tectonice;

— aceste deformări rupturale au fost însoţite de deformaţii plastice în masa paleosomului, care au favorizat, în special, procesul de difuziune, contribuind la definitivarea edificiului metasomatic;

c) *Fracturile diagonale*, specifice unui stadiu tîrziu al tectogenezei carpatice, au produs o faliere în blocuri însoţită de dislocaţii transversale.

THE STRUCTURAL CONTROL OF METASOMATITES FROM DOGNECEA

ABSTRACT

Laramian magmatites (banatites), metasedimentary and sedimentary rocks occur in the Dognecea region. Various assemblages are found inside the contact aureole of the banatitic body Ocna de Fier — Dognecea, due to interdependent activity of cataclastic, thermal and metasomatic metamorphism.

The asymmetrical syncline (cretaceous pure calcitic rocks) Lacul Mic — Calina represents the main plicative feature of the region surrounding Dognecea. The structural architecture is achieved by the superposition of pulsative ruptural deformations (fracture reopening with interruption and renewal of ascent). The emplacement of the banatitic body (sphenolite) Ocna de Fier — Dognecea has been controlled by the important

tectonic line Oravița (Ist order deformation). Radial ruptural systems (II nd order deformation) in connection with deep-seated hot-centers have determined the occurrence of apocarbonate pyro- and hydro-metasomatites.

The *ruptural deformations* (radial, subordinately longitudinal lines) in mutual relations with lithologic (anisotropic permeability of paleosome) and *structural plicative* (contact of limestones from Lacul Mic — Calina syncline with non-carbonate rocks) features have controlled :

— the mechanism of movement in metasomatism; the supply of Si, Fe, Mn, Zn, Pb, Cu along tectonic lines and contact zones involved the formation of a metasomatic column due mainly to migration of an intergranular fluid carrying the components as a passive solute (infiltration metasomatism);

— the shape and size of metasomatic bodies; vertical elongated, chimney-shaped bodies (pyrometasomatic pipes) prevail, with subordinate occurrence of discontinuous bands and branched apophyses (pyrometasomatic veins);

— the complexity of metasomatic zoning (polyascendent zoning); a younger renewed ascent of solution (carbonate metasomatism) depending on tectonic recurrence and shifting has followed, after interruption, the main event (skarns and mineralizations).

The plastic deformations have affected, however, the diffusion processes, giving rise to a complex metasomatic structure, accomplished by combined action of both infiltration and diffusion metasomatism.

BIBLIOGRAFIE

Bain G. W. (1936), *Mechanics of metasomatism*, Ec. Geol., *31*.

Billings M. P. (1965), *Structural geology*, Prentice-Hall, New York.

Castel M. (1969), *Mémoire sur les mines et usines métalliques du Banat*, A. M. Paris, **VI** s. XVI.

Cioflica G. (1967), *Die Entwicklung des laramischen Magmatismus in Rumänien*, A.G.A. Sci. H., **11**, 1—3.

Codarcea Al. (1931), *Studiu geologic și petrografic al regiunii Ocna de Fier — Bocșa Montană (jud. Caraș, Banat)*, An. Inst. geol. Rom., **XV**.

Codarcea Al., Gr. Răileanu, L. Pavelescu, N. Gherasi, S. Năstăseanu, I. Bercia și D. Mercus (1961), *Ghidul excursiilor. C — Carpații Meridionali*, Asoc. geol. carp. — balc., Congr. V, București.

Cotta von B. (1864), *Erzlagerstätten im Banat und in Serbien*, W. Braumüller, Viena.

Giușcă D., G. Cioflica și H. Savu (1966), *Caracterizarea petrologică a provinciei banatitice*, An. Com. geol., **XXXV**.

Halaváts G. (1889), *Bericht über die im Jahre* 1887 *in der Umgebung von Dognácska ausgeführte geologische Detailaufnahme*, J.K.U.G.A. 1887.

Halaváts G. (1890), *Bericht über die im Jahre* 1888 *in der Umgebung von Dognácska und Vaskö bewerstelligt geologische Detailaufnahme*, J.K.U.G.A., 1888.

Ilie M. D. (1969), *Nouvelles contributions à la tectonique des Carpates Roumaines*, A.G.A. Sci. H. **13**.

Korjinski D. S. (1968), *The theory of metasomatic zoning*, Min. Dep., **3**.

Mehnert K. (1968), *Magmatites and the origin of granitic rocks*, Elsevier, Ams.

Munteanu-Murgoci G. (1905), *L'âge de la grande nappe de charriage des Carpathes Méridionales*, C.R. Ac. Sc., Paris.

Năstăseanu S. (1964), *Prezentarea hărții geologice a zonei Reșița — Moldova Nouă*, An. Com. geol., **XXXIII**/I.

RADU-MERCUS ANA (1962), *Cercetări geologice și petrografice în regiunea Dognecea*, Bul. Inst., petrol, gaze, geologie, **VIII**.

RĂILEANU GR., NĂSTĂSEANU S., BOLDUR C. (1964), *Sedimentarul paleozoic și mezozoic al domeniului Getic din partea sud-vestică a Carpaților Meridionali*, An. Com. geol., **XXXIV/2**.

SJÖGREN H. (1886), *Beiträge zur Kenntnis der Erzlagerstätten von Moravicza und Dognácska im Banat und Vergleichung derselben mit den Schwedischen Eisenerzlagerstätten*, J.U.G.R.A. Budapesta **36**, *4*.

STRECKEISEN A. (1967), *Classification and nomenclature of igneous rocks*, N.J.M. ab. Sept.

VLAD Ș. (1969 *a*), *Contribuții la cunoașterea skarnelor de la Dognecea (Banat)*, St. cerc. geol., geof., géogr., Seria geologie, **14**, *1*.

— (1969 *b*), *Prezența ilvaitului în skarnele de la Dognecea*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **14**, *2*.

VLAD Ș., CECILIA VASILIU (1969), *Some chemical characteristics of the pyroxenic skarns from Dognecea, Banat, Romania*, NGT, **49**, *4*.

WINKLER H. G. F. (1967), *Petrogenesis of metamorphic rocks*, Springer, Berlin.

— (1970), *Abolition of metamorphic facies; introduction of the four division of metamorphic stage, and of a classification based on isograds in common rocks*, N.J.M.H. *5*.

Primit în redacție la 30 martie 1972

Institutul geologic

ASUPRA PREZENȚEI KINZINGITULUI ÎN MASIVUL ȚICĂU (JUD. MARAMUREȘ)*

DE

I. KALMÁR

55 (05)

Rocile granatifere mono- sau aproape monominerale pot apare în natură în urma unor procese petrogenetice variate.

Ele pot rezulta prin metasomatoza fierului și a calciului în skarnele asociate banatitelor, în parageneză cu diopsidul, hedenbergitul, magnetitul, oligistul și ludwigitul, așa cum sînt cunoscute andradinitele și grossularitele de la Ocna de Fier — Dognecea (Al. Codarcea, 1931; Al. Kissling, 1967).

Spessartinitele sînt comune în zăcămintele de mangan metamorfozate, în parageneză cu dannemoritul, piroxmangitul, knebellitul, rodonitul, rodocrozitul și magnetitul. Astfel de roci se întîlnesc în Munții Semenicului (H. Savu și colab., 1964), la Delinești și în Munții Sebeș[1].

În sfîrșit, alte iviri, mult mai puțin numeroase, sînt rezultate în urma metamorfismului regional al unor roci de compoziție inițială corespunzătoare; după F. Holmes (din C. M. Rice, 1963, p. 206) ele poartă numele de kinzingite.

La noi în țară astfel de roci au fost citate de L. Pavelescu[2] în aureola metamorfozată a unor masive ultrabazice.

Întrucît această rocă, puțin cunoscută, prezintă un interes deosebit pentru studiul condițiilor genetice ale complexului metamorfic în care se află intercalate, în cele ce urmează vom da descrierea unei iviri întîlnite de noi [3] în Munții Țicăului (jud. Maramureș).

---

* Lucrare prezentată la Sesiunea științifică a cadrelor didactice de la Inst. petrol, gaze și geologie, București, 22—24. IV. 1971.

[1] L. Pavelescu (1953), *Cercetări geologice și petrografice în Munții Sebeș*, arh. Inst. geol.

[2] *Ibidem*, pct. 1, p. 76.

[3] I. Kalman, Doina-Orania Ionescu (1969), *Prospecțiuni geologice pentru pegmatite feldspatice și micacee în Munții Lăpușului, zona Remecioara, și în Munții Țicăului (jud. Maramureș și Sălaj)*, arh. M.M.P.G.

1. LOCALIZARE

Insula cristalină a Ţicăului face parte din şirul de mici masive care realizează legătura între Munţii Rodnei şi Munţii Apuseni. Însumînd circa 45 km², insula Ţicăului este situată pe cursul mijlociu al Someşului, întinzîndu-se între Ulmeni, Iadăra, Năpradea şi Benesat (fig. 1 vignetă), la limita judeţelor Maramureş şi Sălaj.

În cuprinsul masivului cristalin, sub stiva depozitelor sedimentare cuaternare, neogene şi paleogene epicontinentale, am putut deosebi două orizonturi: unul inferior, tufogen-acid, şi altul superior, predominant terigen, ambele situate în cadrul seriei de Someş (R. Dimitrescu, 1963). Trecerea dintre cele două orizonturi se realizează pe nesimţite, prin dispariţia treptată a intercalaţiilor porfirogene şi creşterea ponderii materialului terigen. Într-unul din sectoarele unde se poate observa această trecere — şi anume între valea Tiholţ şi valea Stîrcilor (com. Mireşu Mare) — apare intercalaţia de kinzingit (fig. 1).

Astfel, în talvegul văii Stîrcilor, de sub metatufurile acide, bine dezvoltate aici, apare un strat de 0,8—1 m grosime de kinzingite, avînd în culcuş o lentilă de biotizit de 0,3 — 1,2 m. După cîţiva metri de şisturi cuarţitice urmează o intercalaţie de 3,5—4 m de cuarţite grafitoase, apoi la 20 m sub ele, micaşisturi cu granaţi. Succesiunea este întreruptă de o falie; dincolo de falie, pe culmea dealului, reapar doar micaşisturile şi cuarţitele grafitoase.

În valea Tiholţului, în acoperişul unor micaşisturi cu granaţi, în versantul drept al văii, aproape de liziera pădurii, marcînd limita cu pietrişurile argiloase roşii paleogene, apar numeroase blocuri de kinzingite, fără ca să putem identifica aflorimentul din cauza depozitelor superficiale foarte groase. Amintim că ivirile de metatufuri acide revin dincolo de falia menţionată, dar fără roci granatifere (fig. 2).

Dintr-o secţiune geologică executată pe baza datelor din cadrul şi din afara sectorului cercetat, reiese că avem de-a face cu flancul răsturnat al unei structuri anticlinale, astfel încît succesiunea trebuie considerată inversă.

2. CADRUL PETROGRAFIC

În sectorul cercetat, aşa cum am amintit, fondul litologic este alcătuit din şisturi cuarţitice cu două mice. Sînt roci cu structură granolepidoblastică, textură şistoasă plană, mai rar încreţită, fiind constituite dintr-o alternanţă, uneori ritmică, de pături de cuarţ alb şi de pelicule micacee. Caracteristică acestor roci este prezenţa constantă a porfiroblastelor de biotit neosomatic, a lentilelor de cuarţ alb asociat cu mici cantităţi de feldspat şi a şistozităţii secundare dată de foiţe de mice albe orientate la 15—20° de cele din prima generaţie.

La microscop se observă prezenţa cuarţului cu extincţie ondulatorie, a phengitului, a unor porfiroblaste de muscovit, a două generaţii

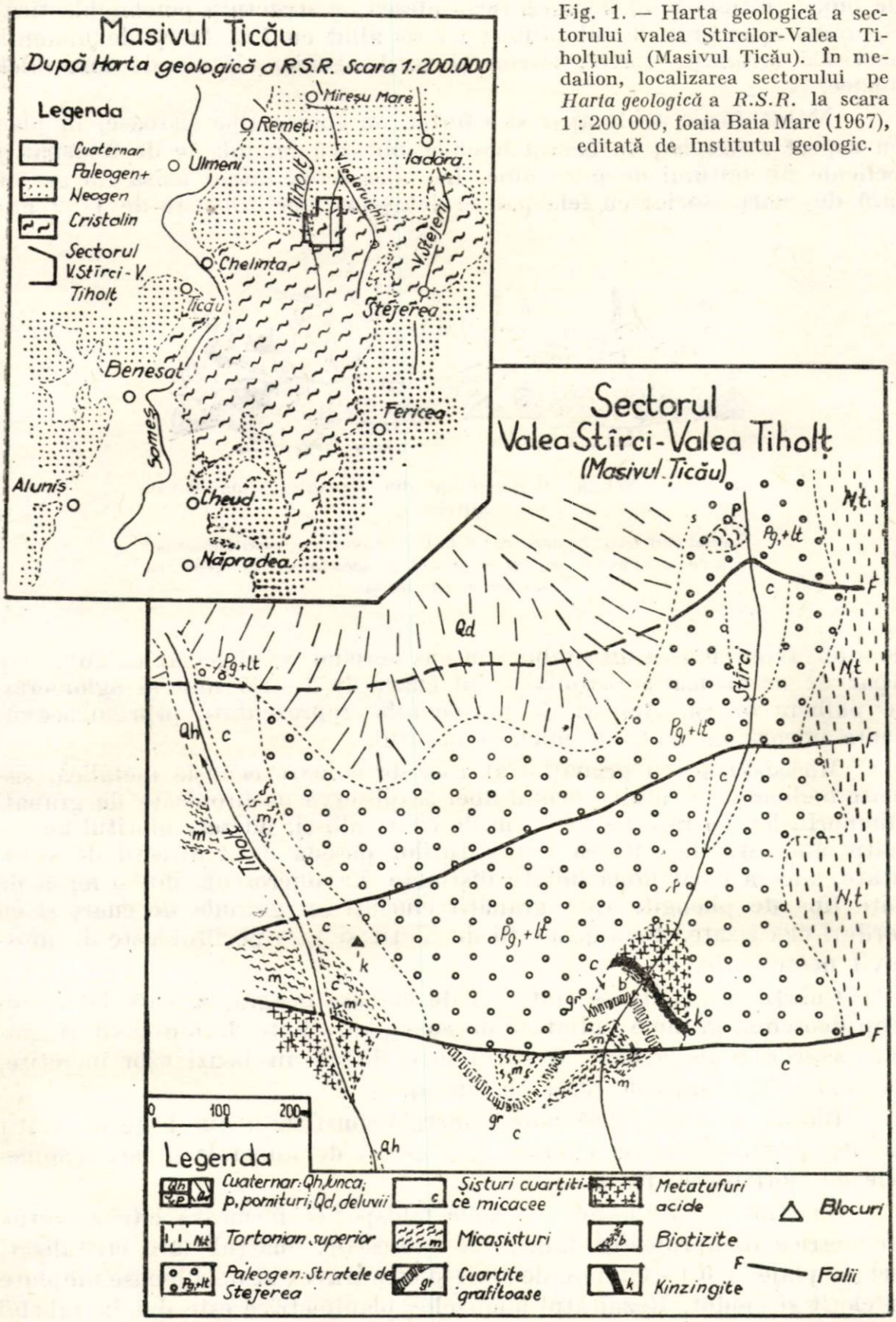


Fig. 1. — Harta geologică a sectorului valea Stîrcilor-Valea Tiholțului (Masivul Țicău). În medalion, localizarea sectorului pe *Harta geologică* a *R.S.R.* la scara 1 : 200 000, foaia Baia Mare (1967), editată de Institutul geologic.

de biotit (ultima fiind neosomatică, adesea cu structură poichiloblastică). Sporadic apar granule submilimetrice de albit cu 7% An şi de minerale accesorii (granaţi, apatit, zircon şi rutil-sagenit) alături de mineralele opace.

Metatufurile acide apar sub forma de gnaise albe şistoase, în plăci cu aspect zaharoid; cu ochiul liber se observă fenoblaste de feldspat şi pelicule discontinui de mice albe. La microscop, într-o masă fin granulară de cuarţ asociat cu feldspat se detaşează porfiroblaste de 1—2 mm

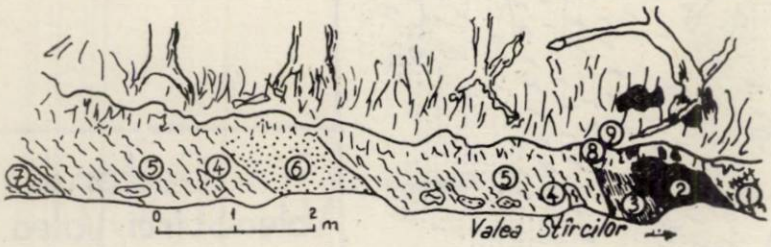


Fig. 2. — Schiţa aflorimentului din versantul stîng al văii Stîrcilor.

1, Metatufuri acide, *2*, kinzingite; *3*, biotizit; *4*, lentile de cuarţ pegmatitic; *5*, şisturi cuarţitice; *6*, cuarţite grafitoase; *7*, micaşisturi; *8*, deluvii cu blocuri; 9, sol vegetal.

de albit avînd adesea un sîmbure intens corodat de oligoclaz cu 26% An. Apar de asemenea porfiroblaste de cuarţ de 1—1,5 mm şi aglomerări de pulbere opacă. Alături de micele albe reprezentate prin muscovit, apare uneori, în cantităţi mici, şi biotitul.

Micaşisturile cu granaţi sînt roci de culoare cenuşie metalică, şistoase nodulare, în care cu ochiul liber se observă porfiroblaste de granaţi idiomorfi, lentile rare de 1—5 cm de cuarţ alb şi, adesea, biotitul neosomatic amintit. Majoritatea micaşisturilor posedă două direcţii de şistozitate, adesea chiar două liniaţii distincte. La microscop, într-o masă de foiţe fine de phengit, apar granaţii ciuruiţi cu granule de cuarţ şi cu borduri cloritizate, două generaţii de biotit şi rare porfiroblaste de muscovit neosomatic.

Cuarţitele grafitoase sînt roci de culoare neagră, în care la microscop deosebim granule îndinţate de cuarţ, rare foiţe de muscovit şi granule şagrinate de apatit. Grafitul este dispus în benzi uşor încreţite, formînd mici glomerule (0,01—0,1 mm).

Biotititul este o rocă monominerală constituită din foiţe de biotit (annit), puţin orientate, cu rare aglomerări de minerale grele; fenomenele de cloritizare lipsesc.

Cuarţul alb pegmatoid cu zone feldspatice formează cîteva lentile decimetrice în apropierea faliei. La microscop, cuarţul, larg cristalizat, include plaje de 0,1—0,5 mm de albit şi este traversat de filonaşe umplute cu clorit şi epidot. Rezultatul analizelor planimetrice este dat în tabelul nr. 1.

Tabelul nr. 1

Analiza planimetrică a unor șisturi cristaline din sectorul valea Tiholțului – valea Stîrcilor (Masivul Țicău)

Nr. probei	26 222	26 132	26 197	26 203	26 131	26 132 bis
Locul	V. Tiholț Remeți	V. Stîrcilor Mireșu Mare	V. Tiholț Remeți	V. Stîrcilor Remeți	V. Stîrcilor Remeți	V. Stîrcilor Remeți
Roca	șist cuarțitic	cuarțit grafitos	micașist cu granați	metatuf acid	cuarț pegmatitic	biotizit
Compoziția	%	%	%	%	%	%
Cuarț	77,35	65,89	24,91	51,70	84,40	—
Mică albă	11,58	9,85	42,66	17,76	0,63	—
Biotit	2,42	1,52	6,56	5,25	—	98,95
Feldspat	5,73	—	—	24,24	12,25	—
Granați	0,55	—	21,94	—	—	—
Epidot	—	—	—	—	0,23	—
Clorit	—	—	1,95	—	0,63	—
Apatit + zircon	—	1,34	1,96		—	
Minerale opace	2,37	—	—	1,5	—	1,05
Grafit	—	21,40	—	—	—	—
T o t a l	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

3. KINZINGITUL

Așa cum am amintit, această rocă este constituită din granați; participă în cantități subordonate cuarțul, zirconul, titanitul, apatitul, cloritul și mineralele opace. În zona din culcuș și acoperiș apar de asemenea intercalații de micașisturi cuarțoase a căror grosime nu depășește 5 cm (tabelul nr. 2).

Tabelul nr. 2

Analiza planimetrică a unei probe de kinzingit de pe valea Stîrcilor (Masivul Țicău)

	%
Cuarț	10,95
Almandin	79,82
Zircon	
Titanit	2,81
Apatit	
(+) Proclorit	2,13
Minerale opace	4,29
T o t a l	100,00

Granații sînt reprezentați prin almandin, avînd un indice de refracție N = 1,825 — 1,832 și greutatea specifică = 4,15. Compoziția dată de constantele optice a fost confirmată prin analizele efectuate cu ajutorul razelor x[4].

Almandinul formează cristale centimetrice, idioblastice, cu fațete rugoase de dodecaedru romboidal. Sînt foarte fisurate și ciuruite de cristale de cuarț. Cristalele de granat sînt lipite între ele prin intermediul cuarțului fin granular sau prin contact direct, limita fiind marcată de o dungă închisă de minerale opace.

[4] Difractometrie executată de G. N e a c ș u și T. U r c a n la laboratoarele Întreprinderii geologice de prospecțiuni, București.

Cuarțul, prezent ca incluziuni angulare sub 0,1 mm în masa granatului sau între cristale, prezintă de regulă extincție ondulatorie și, la rîndul său, include cristale sub 0,01 mm de zircon.

Titanitul și apatitul sînt incluse direct în granat, formînd plaje de 0,08—0,15 mm.

Vinișoarele care străbat granatul sînt umplute cu clorit în agregate radiare oblice pe pereții fisurilor. Pe baza datelor din tabelul nr. 3 se poate stabili, utilizînd diagramele din H. Tröger (1959, p. 76), că avem de-a face cu un (+) proclorit.

Tabelul nr. 3

Determinarea caracteristicilor cloritului din kinzingitul de pe valea Stircilor (Masivul Țicău)

Pleocroismul	ng-gălbui np-verde-ca iarba;
Semnul optic	+
N mediu	1,605; 1,610; 1,607
Ng-Np	0,0074; 0,0070
+2V	sub 5°
Dispersia	$\rho > \nu$

În sfîrșit, mineralele opace, la lumina reflectată, au culori cenușii ca oțelul și la atac cu HCl N/10 (10 secunde) pe preparat fără lamelă se acoperă cu o pojghiță brun închisă; avem deci magnetit bine cristalizat.

Compoziția chimică a unei probe de kinzingit este dată în tabelul nr. 4. Nefiind un granatit curat, nu am trecut la calcularea compoziției normate (prezența cloritului și a magnetitei creează dificultăți în stabilirea formulei cristalochimice). Datele s-au proiectat în diagrama ACF

Tabelul nr. 4

Analiza chimică și parametrii petrochimici ai unei probe de kinzingit de pe valea Stircilor (Masivul Țicău)*

SiO_2	38,91	al	13
Al_2O_3	11,98	c	15
Fe_2O_3	26,13	fm	71
FeO	5,74	alk	1
MnO	7,22	si	82
MgO	2,20	c/fm	0,21
CaO	6,85		
Na_2O	0,27	A	13
K_2O	0,10	C	15
P_2O_5	0,60	F	72
Total	100,00	Total	100

* Analizat în laboratoarele Întreprinderii geologice de prospecțiuni, București, chimist Carmen Agrigoroaiei.

așa cum se observă în figura 3 (stadiul mediu de metamorfism, după H. G. Winkler, 1970).

În scopul identificării sedimentului din care putea să provină kinzingitul, am calculat litonorma (tabelul nr. 5), în două ipoteze: pH<7 și pH > 7 (ținînd cont de posibilitatea formării reale a mineralelor respective în condițiile date). Proiectînd într-o diagramă ternară rezultatele obținute (minerale argiloase — minerale de precipitare chimică și biogenă-silice), diferențele sînt destul de mici; este greu de stabilit care este

ipoteza cea mai verosimilă. Vom reveni asupra acestei probleme la considerații genetice.

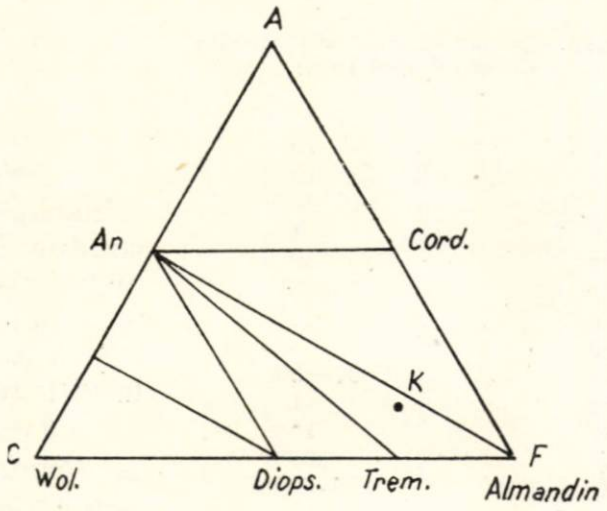


Fig. 3. — Diagrama ACF; asociația mineralogică pentru stadiul mediu de metamorfism (după H. G. Winkler, 1970). *K*, poziția kinzingitului.

Tabelul nr. 5

Calculul litonormei pentru kinzingitul de pe valea Stîrcilor (Masivul Țicău)

1. pH < 7		2. pH > 7	
	%		%
Silice	15,57	Silice	20,76
Goethit	17,08	Goethit	11,80
Psilomelan	10,52	Rodocrozit	7,33
Thuringit	9,74	Sideroza	5,94
Chamosit	17,08	Dolomit	7,98
Caolinit	14,50	Calcit	3,48
Paragonit	2,92	Montmorillonit	39,39
Illit	0,82	Illit	0,58
Anhidrit	10,72	Paragonit	2,02
Apatit	1,04	Apatit	0,72
Total	100,00	Total	100,00
H_2O total	27,37	H_2O total	40,48
SO_3	5,03	CO_2 total	4,19
Suma	32,40	Suma	45,67
Minerale argiloase	45,07		41,99
Minerale de precipitare chimică + biogenă	39,36		37,25
Silice	15,57		20,76
	100,00		100,00

Studiul elementelor minore din kinzingitul de pe valea Stîrcilor s-a făcut prin analize spectrale; în tabelul nr. 6 dăm rezultatele obținute.

Observăm, deopotrivă, prezenţa elementelor biogene (V, Sr, Ba) a celor proprii rocilor eruptive acide (Be, Ti, W, Zr, Sn), precum şi a celor caracteristice activităţii hidrotermale (Co, Cu, Zn, Ag).

Tabelul nr. 6

Analiza spectrală a kinzingitului de pe valea Stircilor (Masivul Ţicău) *

	p.p.m.
Ba	10
Sr	10
V	10—30
Cr	1
Be	50
Ni	10—30
Co	10
Cu	50—100
Zn	30—50
Ag	1
W	10
Ti	100
Zr	100—300
Sn	30

* Analizat în laboratoarele Întreprinderii geologice de prospecţiuni, Bucureşti, analist V. Protopopescu.

4. CONSIDERAŢII GENETICE

Analiza situaţiei de pe teren şi determinările microscopice, chimice şi spectrale conduc la concluzia că roca prezentată a luat naştere în urma metamorfozării unui material halmirolitic de origine endogenă, legată de magmatismul iniţial al geosinclinalului (probabil, baicalian sau şi mai vechi).

Încercările de reconstituire a mediului de formare a sedimentului iniţial pe baza datelor analitice duc la concluzia că acesta avea fie un pH ridicat, caracteristic activităţii halmirolitice, fie un pH scăzut (fig. 4) caracteristic activităţii fumaroliene. Şi într-un caz şi într-altul, din materialul magmatogen iniţial s-au extras elementele mobile (în special alcaliile), iar elementele bi- şi trivalente împreună cu o parte din silice s-au depus.

Prezenţa microelementelor biofile, a apatitului, a unei intercalaţii de cuarţite grafitoase în apropiere ne face să presupunem o activitate biogenă intensă.

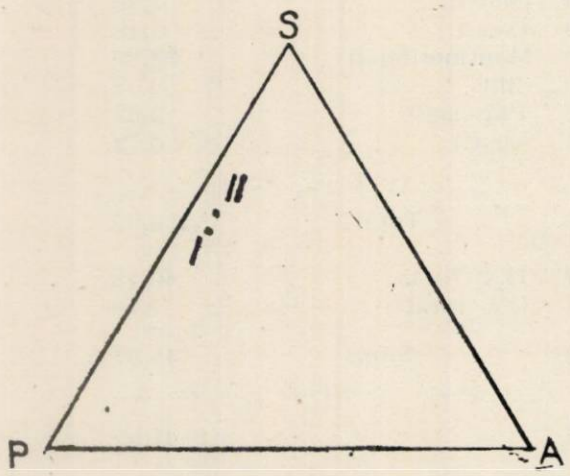


Fig. 4. — Proiecţia datelor din tabelul nr. 5 în diagramă ternară.

A, Minerale argiloase; *P*, minerale de precipitare chimică şi biogenă; *S*, silice; *I* şi *II*, cele două ipoteze de calcul al litonormei.

Este posibil ca biotititul şi micaşisturile cu granaţi să reprezinte tot un material magmatogen supus activităţii halmirolitice, cu sau fără aport terigen.

Metamorfismul regional al şisturilor cristaline a comportat trei etape distincte (fig. 5).

În prima etapă s-a format parageneza caracteristică stadiului mediu, atingîndu-se izogradul *biotite-in* și *An 5-17-jump*, poate și al almandinului (H. G. Winkler, 1970).

În cea de-a doua etapă s-a produs resorbția biotitului și albitizarea oligoclazului; retromorfoza a avansat pînă la izogradul *biotite-out*, formîndu-se phengitul și o parte din clorit.

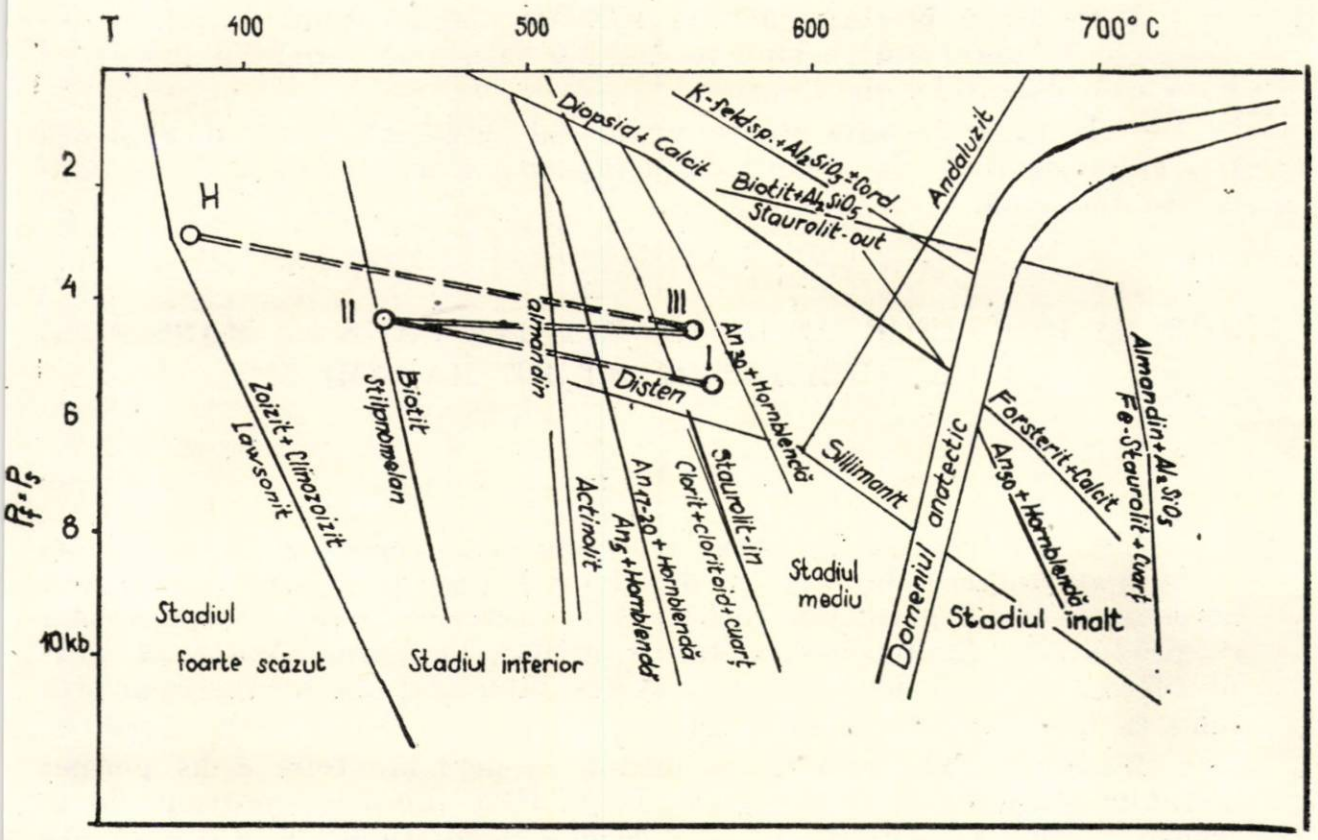


Fig. 5. — Evoluția metamorfismului în sectorul cercetat, pe diagrama P, T a condițiilor metamorfice.

I, II, III, Etapele de metamorfism; *H*, condițiile din faza de activitate filoniană.

În sfîrșit, cea de-a treia etapă, incompletă, a adus după sine o nouă accentuare a metamorfismului, depășindu-se din nou izogradul *biotite-in* și ajungîndu-se la formarea granaților almandinici. În final, din materialul sedimentar s-a îndepărtat 30—40% reprezentat prin apă, CO_2, SO_3 ș.a.

După încheierea proceselor metamorfice a avut loc o activitate filoniană ce a dus la formarea unor filoane de cuarț feldspatizate, la depunerea epidotului și a cloritului, în special în fisurile granaților. Legăm această activitate de prezența unor magmatite tardecinematice din afara sectorului cercetat [5] care, dealtminteri, au fost regăsite și în Preluca (Th. Kräutner, 1937) și în Bîc (R. Dimitrescu, 1961).

[5] *Op. cit.*, pct. 1, p. 150.

CONCLUZII

1. Se pune în evidenţă prezenţa unei intercalaţii de kinzingit în Masivul Ţicău, jud. Maramureş.

2. Roca este constituită din granat (almandin), cuarţ, clorit, zircon. apatit, titanit şi minerale opace.

3. Se leagă prezenţa acestor roce de magmatismul iniţial, reprezentat prin metatufuri acide; se discută natura materialului iniţial pe baza considerentelor de chimism.

4. În rocile înconjurătoare, examenul petrografic pune în evidenţă trei etape distincte de metamorfism regional, urmate de o fază de activitate filoniană.

SUR LA PRÉSENCE DE LA KINZINGITE DANS LE MASSIF DE ŢICĂU (DÉPARTEMENT DE MARAMUREŞ)

RÉSUMÉ

L'auteur met en évidence la présence des roches grenatifères formées d'almandine, de quartz, de chlorite (+) prochlorite, minéraux accessoires et opaques. Ces roches sont intercalées dans une succession de produits magmatogènes (métatufs acides), biotitites, quartzites graphitifères, micaschistes, qui forment des intercalations à l'intérieur des schistes quartzitiques à deux mica.

L'analyse des données de terrain et de laboratoire nous permet d'établir la genèse de ces roches. La matière initiale a provenu de la transformation halmirolithique des roches magmatiques, liée à l'activité effusive initiale de la série de Someş.

Le métamorphisme régional s'est déroulé en trois étapes et a été suivi d'une activité filonienne, liée, à son tour, au magmatisme tardeorogène.

L'étude de ces roches peu connues en Roumanie nous a permis de poursuivre les processus prémétamorphiques et métamorphiques pour des roches avec une composition chimique et minéralogique nettement différente par rapport aux roches communes.

BIBLIOGRAFIE

Codarcea Al. (1931), *Studiu geologic şi petrografic al regiunii Ocna de Fier — Bocşa Montană, jud. Caraş — Banat*, An. Inst. geol. Rom., **XV** (1930).

Dimitrescu R. (1961), *Notă asupra unor roci eruptive din cristalinul Bîcului (Codrului)*, D. S. Com. geol., **XLVIII** (1960–1961).

— (1963), *Asupra şisturilor cristaline din nord-vestul Transilvaniei*, S.S.N.G., Com. geol., **II** (1960–1961).

KISSLING AL. (1967), *Studii mineralogice și petrografice în zona de exoskarn de la Ocna de Fier (Banat)*, Edit. Academiei R.S.R., București.
KRÄUTNER TH. (1937), *Révision des schistes cristallins du Massif de Preluca (Munții Lăpușului)*, C.R. Inst. Géol. Roum., **XXI** (1932–1933).
RICE C. M. (1963), *Petrological Terms*, McGraw-Hill, Chicago.
SAVU H., GHEOGHIȚA J., VASILESCU AL., FĂRCĂȘAN-BĂLOIU MARIA (1964), *Geologia și petrografia părții de nord a munților Semenic*, An. Com. geol., **XXXIV**/1.
TRÖGER W. E. (1959), *Optische Bestimmung der gesteinsbildenen Minerale*, **I**, Stuttgart.
WINKLER H. G. (1970), *Abolition of Metamorphic Facies. Introduction of the four Divisions of Metamorphic Stage and of Classification based an isograds in common rocks*, N. Jb. Mh., **5**.

Primit în redacție la 22 februarie 1972

Institutul de studii și proiectări pentru îmbunătățiri funciare

STRUCTURA PLUTONULUI OGRADENA

DE

NICOLAE ANASTASIU

55(05)

În cristalinul danubian, rocile granitoide au o largă răspîndire. Ele îmbracă forma unor masive concordante sau discordante faţă de şisturile cristaline înconjurătoare şi întotdeauna au o structură şi petrografie complexă. Majoritatea cercetătorilor (Al. Codarcea, L. Pavelescu, R. Dimitrescu, H. Savu, I. Bercia) le consideră ca produse ale unui magmatism sincron cu unul din ciclurile orogenice precaledoniene. Este cert că istoria lor nu poate fi — şi nu trebuie — discutată în limitele unei singure etape de evoluţie, pentru că fiecare dintre ele poartă amprentele unor procese petrogenetice complexe, care s-au desfăşurat într-un interval de timp îndelungat.

Plutonul Ogradena — unul din cele mai complexe — este localizat în partea terminală a aliniamentului central Parîng — Vîlcan — valea Cernei, în imediata vecinătate a cristalinului getic şi în continuarea accidentelor tectonice din valea Cernei.

Rocile plutonului granitoid sînt delimitate, continuu la vest şi intermitent la est, de rocile seriei de Neamţu şi ocupă un spaţiu în formă de elipsă între pîrîul Mraconia şi pîrîul Săcărăşiţa. Axul lung al elipsei măsoară 18—20 km, iar cel scurt 1 km la extremităţi şi 5 km în partea centrală.

Înfăţişarea plutonului este variată, datorită atît asociaţiilor de roci, cît şi structurii complexe, determinată de relaţiile existente între granitoide şi şisturile cristaline de Neamţu.

1. ALCĂTUIREA PETROGRAFICĂ A PLUTONULUI

În cadrul plutonului au fost separate granitoide masive, granitoide gnaisice şi intercalaţii de şisturi cristaline (gnaise, paragnaise, micaşisturi, şisturi amfibolice). Aceste roci sînt străbătute de filoane de porfire granodioritice, porfire sienitice, lamprofire, aplite, cuarţuri, fără o orientare preferenţială. De asemenea, în apropierea contactului dintre rocile plu-

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 17 nr. 2, p. 219—234, Bucureşti, 1972

tonului granitoid şi şisturile cristaline ale seriei de Neamţu au fost conturate corpuri de sienite alcaline (planşa IV).

1.1. **Granitoidele masive** predomină în zonele centrale şi sudice, iar contactul lor cu cristalinul de Neamţu se realizează în cursul superior al pîrîului Mala. Sînt roci leucocrate şi au o parageneză simplă :

$$\text{plagioclaz}_{(15-25\%\,An.)} + \text{microclin}_{(2V_\alpha 75°-82°)} + \text{cuarţ} \pm \text{biotit} \pm \text{muscovit} + \pm \text{granat (almandin).}$$

Cu excepţia microclinului, toate celelalte minerale prezintă urme de deformare : maclele polisintetice ale plagioclazului sînt îndoite, iar cuarţul are extincţie ondulatorie şi tinde să fie echigranular.

În unele sectoare, de exemplu la cariera Mala, în granitoidele masive se poate concentra fie biotitul, fie muscovitul, dînd benzi cu limite nete (pl. I, fig. 1). În afara acestor benzi, datorită conţinutului redus în minerale lamelare, rocile au o textură slab orientată.

1.2. **Granitoidele gnaisice** se întîlnesc în sectoarele nordice (pîraiele Seracova, Piţigui) şi vestice (văile Eşelniţa, Satului, Costineţ) ale plutonului. Ele au o textură orientată datorită creşterii conţinutului de mice. Parageneza este asemănătoare cu cea a granitoidelor masive :

$$\text{plagioclaz}_{(18-20\%\ An.)} + \text{cuarţ} + \text{microclin}_{(2V_\alpha\ 80°-88°)} \pm \text{biotit} \pm \text{muscovit} \pm \text{granat}$$

În aceste roci, cuarţul, de asemenea cu extincţie ondulatorie, capătă forme alungite. Microclinul este frecvent maclat în grătar şi poate prezenta urme de deformare (N. Anastasiu, 1971).

Trecerea de la granitoidele gnaisice la gnaisele seriei de Neamţu este treptată şi bine vizibilă pe pîraiele Seracova, Criviţa, Eşelniţa, Satului şi Costineţ.

Între cele două tipuri de granitoide există tranziţii, prin variaţia treptată a conţinutului de minerale micacee. Raporturile spaţiale dintre ele sînt frecvent concordante (pl. I, fig. 2, 4). Orientarea discordantă a foliaţiilor este întîmplătoare.

1.3. **Intercalaţiile de şisturi cristaline** constituie o caracteristică a plutonului. Ele au formă lenticulară şi axul lung de obicei concordant cu structura majoră. Grosimea variază de la benzi centimetrice la dimensiuni de ordinul zecilor de metri (pl. I, fig. 1, 3, 4). Frecvenţa lor, mare în părţile sudice şi vestice, scade în sectorul central. Se întîlnesc intercalaţii concordante şi discordante.

Intercalaţiile concordante se întîlnesc pe pîraiele Satului, Costineţ, Sohodol, Eşelniţa, Criviţa şi Seracova. Ele prezintă foliaţii identice cu cele din granitoide şi din rocile seriei de Neamţu. În zonele periferice ale intercalaţiilor se dezvoltă lentile cuarţo-feldspatice cu aceeaşi compoziţie şi structură ca ale granitoidelor (pl. I, fig. 2, 3).

Intercalaţiile discordante se întîlnesc mai rar (pîrîul Costineţ, Pîrîul cu Plopi, pîrîul Focoana), iar direcţia alungirii lor este oblică faţă de

axul structurii majore. Orientarea micelor nu concordă cu cea a micelor din granitoide.

De cele mai multe ori, asociaţiile mineralogice din intercalaţii corespund paragenezelor din granitoide. Astfel se întîlnesc :

$$\text{plagioclaz}_{(20-24\%\text{An.})} + \text{biotit} + \text{cuarţ} + \text{muscovit} \pm \text{microclin},$$

în paragnaise ;

$$\text{cuarţ} + \text{muscovit} + \text{biotit} \pm \text{granat},$$

în micaşisturi ;

$$\text{biotit} + \text{cuarţ},$$

în benzile biotitice ;

$$\text{plagioclaz}_{(28-32\%\text{An.})} + \text{hornblendă} + \text{biotit} \pm \text{cuarţ} \pm \text{microclin},$$

în amfibolite şi şisturi amfibolice.

1.4. **Complexul de Neamţu**. Acest complex grupează rocile ce mărginesc la vest şi est plutonul granitoid. În flancul vestic se dezvoltă fără întrerupere, sub forma unei fîşii cu orientare SV—NE, pe o grosime de 2—3 km. Diferitele entităţi petrografice prezintă efilări sau decroşări. Au fost separate gnaise, paragnaise, amfibolite, şisturi amfibolice, filite (filitele de Vodna) şi roci cu aspect masiv metadiorite cataclazate (pl. IV). În apropierea contactului cu rocile granitoide, alternanţelor de gnaise şi amfibolite li se adaugă — uneori concordant, alteori discordant — un material cuarţo-feldspatic ce creează convergenţe migmatice (texturi arteritice, ptygmatice, agmatitice).

În flancul estic, şisturile cristaline de Neamţu apar în vecinătatea Topleţului şi pe un aliniament nord-sud, între pîrîul Săcărăşiţa şi Ogaşul Lupului, prinse între granitoide şi depozitele sedimentare mezozoice. Zona se îngustează treptat de la nord la sud şi cuprinde roci întens cataclazate. Pe fondul acestor deformări extreme s-au localizat puternice fenomene de cloritizare, sericitizare şi caolinizare. S-au şters astfel atît structurile, cît şi paragenezele primare.

Pentru explicarea relaţiilor spaţiale şi cronologice între tipurile petrografice din cadrul plutonului se impune descifrarea microtectonicii, tectonicii majore şi stabilirea corelaţiei dintre aceste elemente şi petrostructură.

2. TECTONICA MINORĂ

Înregistrarea la afloriment a elementelor tectonice cu caracter „minor", plane S (suprafeţe de şistozitate şi foliaţie) şi diaclaze, ne-a permis obţinerea unor date necesare reconstituirii mişcărilor ce au afectat plutonul şi rocile limitrofe.

Măsurătorile au fost efectuate în rocile granitoide, în intercalaţiile de şisturi cristaline şi în seria de Neamţu. Pentru compararea rezultatelor, în limitele plutonului Ogradena au fost separate patru sectoare, delimitate de accidente tectonice majore (pl. VI, fig. 4) :

I. Sectorul Săcărăşiţa — Seracova

II. Sectorul Criviţa — Eşelniţa
III. Sectorul Sohodol — Mala
IV. Sectorul Satului — Costineţ

2.1 **Suprafeţe de şistozitate şi foliaţie (S).** Şisturile cristaline din flancul vestic al plutonului granitoid sînt caracterizate prin plane S cu direcţii N 40° V—N 65° E/15—65°V. Căderile estice sînt rare şi se întîlnesc în sectorul I, domeniu cu cele mai multe variaţii de direcţie. În sectoarele II, III, IV, polii planelor S sînt grupaţi, indicînd direcţii N—S—N 35°V/45° V (pl. V, profilele I, II, III, IV).

Pe flancul estic al plutonului, măsurătorile s-au efectuat în zona cataclazată şi în şisturile cristaline de la Topleţ. Direcţia predominantă a planelor S este N25°V, cu căderi spre est şi vest de 30—70°. Polii dispersaţi şi înclinările divergente sînt o caracteristică a acestui flanc, deosebindu-se prin aceasta de cel vestic.

În pluton măsurătorile s-au efectuat în special în granitoidele gnaisice, iar acolo unde micele vădeau tendinţe de orientare, şi în granitoidele masive. Direcţiile planelor de foliaţie au valori cuprinse între N40°V—N50°E/25—100°V. Căderile estice sînt caracteristice sectorului III (pl. V).

Aproape între aceleaşi valori se încadrează şi polii planelor de şistozitate ale şisturilor cristaline ce apar intercalate în pluton.

Observaţiile privind poziţia polilor planelor S în rocile studiate indică :

— concordanţa pînă la identitate a maximelor pentru granitoide şi pentru intercalaţiile de şisturi cristaline din pluton ;

— coincidenţa maximelor obţinute în şisturile din flancul vestic cu maximele din pluton şi existenţa alături de ele a unor zone de dispersie reprezentînd valori din sectorul Săcărăşiţa — Piţigui ;

— existenţa în flancul estic a două maxime cu poziţii diferite de cele enunţate anterior.

2.2. **Diaclaze (D).** Proiecţia polilor planelor de diaclaze (D) evidenţiază în toate sectoarele unde s-au efectuat măsurători existenţa sistemelor transversale „ac", paralele cu „ac" şi a sistemelor longitudinale „bc".

Pentru flancul vestic de şisturi cristaline se constată o distribuţie neomogenă a polilor D şi un maxim corespunzător unor fisuri longitudinale „bc" (pl. V, profilul I).

Polii planelor D ale şisturilor cristaline din flancul estic sînt foarte dispersaţi şi tind să formeze o centură în care se încadrează fisuri „ac" şi „bc", cu căderi foarte variabile (pl. V, profilul I).

Distribuţia polilor planelor de diaclază în rocile granitoide a fost urmărită pe sectoare :

— În sectorul I se conturează cîteva sisteme principale de fisuri — „ac" şi „bc" — legate prin poli izolaţi. Fisurile transversale „ac" au de obicei căderi mari (75—90°), iar cele longitudinale „bc", căderi mici (30—60°). Ambele intersectează planul de foliaţie al rocilor granitoide (pl. V, profilul II).

— În sectorul II, polii planelor D formează un singur maxim. Fisurile au caracter transversal şi sînt singurul tip din sector (pl. V, profilul III).

— Diagrama polilor D pentru sectorul III este asemănătoare cu cea din sectorul I, fisurile „bc" fiind însă mai puţin frecvente decît fisurile „ac".

O privire generală asupra măsurătorilor D din şisturi cristaline şi roci granitoide ar trebui să reţină :

— prezenţa în toate sectoarele a unor fisuri cu caracter transversal şi înclinări mari, pe care le considerăm cele mai vechi ;

— înclinările mai mici ale fisurilor longitudinale şi tendinţa lor de a intersecta sub unghiuri diferite planele S ;

— lipsa fisurilor longitudinale cu caracter de tensiune „bc" din sectorul central al plutonului granitoid ;

— coincidenţa dintre distribuţia polilor S şi D în şisturile cristaline din flancul vestic ;

— prin cumularea polilor D pe diagrame de sector se pierde tendinţa remarcată la afloriment, de existenţă a unor sisteme marcante cu orientări bine definite.

3. TECTONICA MAJORĂ

Generalizarea la scară regională a elementelor microtectonice şi înregistrarea suplimentară a unor elemente cu caracter major — dislocaţii plicative şi disjunctive — a permis conturarea unei imagini structurale de ansamblu a plutonului Ogradena.

3.1 **Dislocaţiile cu caracter plicativ** au afectat şisturile cristaline şi plutonul granitoid.

Flancul vestic de şisturi cristaline reprezintă un monoclin cu căderi mai mici în apropierea plutonului. În flancul estic, cu dezvoltare redusă, se conturează o cută anticlinală asimetrică, probabil relict dintr-un vechi anticlinoriu cristalin (pl. V, profilul I). În zona cataclazată a flancului estic rocile apar microcutate şi mult afectate de dislocaţii radiale. De aici imposibilitatea de a le contura imaginea structurală prin axe de cute.

În axul anticlinoriului asimetric din care se păstrează ca monoclin flancul vestic, iar cel estic slab dezvoltat, cu o poziţie răsturnată, microcutată, se află plutonul granitoid Ogradena (pl. IV).

În sectorul sudic şi central al plutonului, între pîrîul Căprăriţii şi pîrîul Focoanea, se schiţează axul unei cute majore — un anticlinal sinuos — ce se pierde la sud de valea Eşelniţa. Caracterul asimetric al anticlinalului este dat de valorile diferite ale căderilor celor două flancuri (65—75° cel vestic şi 20—40° cel estic).

În zona centrală, de lăţime maximă, plutonul capătă caracter de anticlinoriu ; o cută scurtă relativ simetrică traversează pîrîul Mala avînd axul aproximativ paralel cu acela al anticlinalului sinuos. De asemenea şi axul acesteia se afundă la sud de valea Eşelniţa. În acest fel, la nord de această vale plutonul îşi pierde structura complexă şi capătă caracter de „monoclin" concordant cu şisturile cristaline ale seriei de Neamţu în partea de vest şi încălecînd aceste şisturi în partea de est. Axul mare

al anticlinoriului central corespunde zonelor de ivire ale granitoidelor masive, iar flancurile sale granitoidelor gnaisice.

3.2 **Dislocațiile disjunctive** sînt acelea care întrerup continuitatea formațiunilor sau care aduc în contact anormal roci ce au avut o evoluție independentă. Au fost puse în evidență dislocații cu caracter longitudinal și transversal.

Dislocații disjunctive longitudinale. Linia contactului discordant dintre formațiunile getice și granitoide corespunde unei zone de puternică laminare în flancul estic al plutonului.

Falia longitudinală dintre pîrîul Săcărășița și Ogașul Lupului reprezintă o fractură importantă cu caracter invers, al cărui „pas" este considerabil. Zona cataclazată — efect probabil al acestui accident — încalecă depozitele mezozoice și suportă șisturi cristaline și roci granitoide.

Contactele vestice dintre pluton și seria de Neamțu sînt normale. Bănuim prezența unor decroșări în sectorul Seracova — Eșelnița.

Dislocații disjunctive transversale. Seria de Neamțu este afectată de fracturi cu orientări diferite (pl. IV):

E—V (faliile „Striniac" și „Eșelnița"),
NE—SV (faliile „Topleț" și „Pițigui-Crivița"),
NV—SE (faliile „Satului" și „Costineț").

Continuitatea acestor fracturi în zona plutonului granitoid rămîne sub semnul întrebării. Pe distanțe mici, în imediata apropiere a limitei șisturi cristaline-granitoide, au fost remarcate unele decroșări. Fracturile trasate corespund unor zone de brecifiere, în care apar fragmente de șisturi cristaline, granitoide și uneori lamprofire.

Faliile „Pițigui-Crivița", „Eșelnița" și „Striniac" separă sectoare în care elementele microtectonice nu coincid întotdeauna. În nordul regiunii, faliile fragmentează și decroșează atît șisturile cristaline, cît și granitoidele gnaisice din pluton.

Sistemele transversale, intersectînd planele S, o parte din planele D și toate dislocațiile longitudinale, apar ca cele mai noi accidente tectonice din regiune.

4. ANALIZA PETROSTRUCTURALĂ

Ca elemente utile în descifrarea relațiilor structurale ce caracterizează plutonul granitoid am considerat:

— orientarea axelor optice la cuarț;
— polii planelor de clivaj la biotit și muscovit;
— relațiile dintre $\perp$ (0001) la biotit și $\perp$ (110) la amfiboli.

Urmărirea statistică a distribuției acestor poli și compararea diagramelor petrostructurale sînt în măsură să constituie o apreciere obiectivă a relațiilor dintre pluton și șisturile cristaline din seria de Neamțu, pe de o parte, și a relațiilor existente în cadrul plutonului, pe de alta.

4.1. **Orientarea cristalelor de cuarț.** În diagramele petrostructurale de orientare a cristalelor de cuarț am examinat tipul de simetrie, frecvența

polilor de maxim şi raportul dintre centurile determinate de aceşti poli şi planele S.

Pentru tipurile de roci alese, modelele de orientare ale cuarţului sînt diferite.

Astfel, diagramele pentru granitoidele masive (fig. 1a, 1c, 2b) evidenţiază o simetrie heterotactică şi o tendinţă de concentrare a maximelor. Centurile sînt slab exprimate şi fac cu planul S un unghi $> 60°$.

Pentru granitoidele gnaisice din sectorul Criviţa—Eşelniţa am obţinut diagrame petrostructurale cu simetrie heterotactică monoclinică (fig. 1b, 1c), iar pentru aceleaşi roci din sectorul Săcărăşiţa — Seracova, diagrame cu simetrie triclinică (fig. 1f). Tendinţa de împrăştiere a polilor de maxim şi, de aici, imposibilitatea conturării unor centuri, este evidentă.

Examinînd modelul de orientare a cristalelor de cuarţ în intercalaţiile de şisturi cristaline (fig. 1d, 2a), remarcăm menţinerea simetriei heterotactice şi triclinice. Planul centurilor de maxim, mai evident în aceste roci, este înclinat faţă de planul S, dar are aceeaşi direcţie cu acesta.

Diagrama obţinută pentru şisturile cristaline din flancul estic (fig. 2c) reflectă identitatea acestor două plane (planul de centuri şi planul S) şi capătă astfel o simetrie homotactică.

Cu caracter informativ am efectuat o diagramă de orientare a cuarţului, pentru rocile din valea Cernei ce aparţin domeniului getic (fig. 2d). Apariţia în cadrul diagramei a unor centuri circulare dă acesteia un caracter aparte, neîntîlnit în rocile domeniului danubian.

Toate aceste date, contradictorii la prima vedere, se pot interpreta plecînd de la corelaţiile posibile între simetria diagramelor petrostructurale şi simetria mişcării.

Datele experimentale ale lui D. T. Griggs (1938) au confirmat că modelul de orientare a cuarţului devine normal la direcţia stressului şi în multe cazuri paralel la elementele microtectonice (plane S). Paralelismul dintre aceste plane S (marcate de poziţia cristalelor de biotit) şi centura de maxim a cuarţului (cu obţinerea în acest fel a simetriei homotactice) ar confirma cristalizarea sincinematică a cuarţului şi biotitului din flancul estic de şisturi cristaline.

În afara acestei situaţii, toate celelalte diagrame obţinute pentru granitoidele masive, gnaisice şi intercalaţiile de şisturi cristaline din pluton reflectă simetrii heterotactice şi majoritar triclinice. Pînă în prezent, toţi cercetătorii (F. Turner şi L. Weiss, 1963; W. H. Fairbairn, 1950) sînt de acord că acest aspect al diagramelor de orientare a cuarţului este rezultatul suprapunerii unor mişcări repetate, de intensităţi variate. Prezenţa unor astfel de mişcări în cadrul plutonului Ogradena este confirmată şi de structurile cataclastice frecvente. Considerăm că aceste mişcări repetate au şters eventualele caractere particulare pe care le-ar fi putut îmbrăca modelele de orientare a cuarţului în diferitele tipuri de roci din pluton.

Descrierea diagramelor a scos în evidenţă un aspect aparent contradictoriu: tendinţa de concentrare a polilor axelor optice ale cuarţului în granitoidele masive. Prezenţa acestor zone de maxim se corelează cu aspectele de blasteză, remarcate la rocile cu textură masivă, şi se

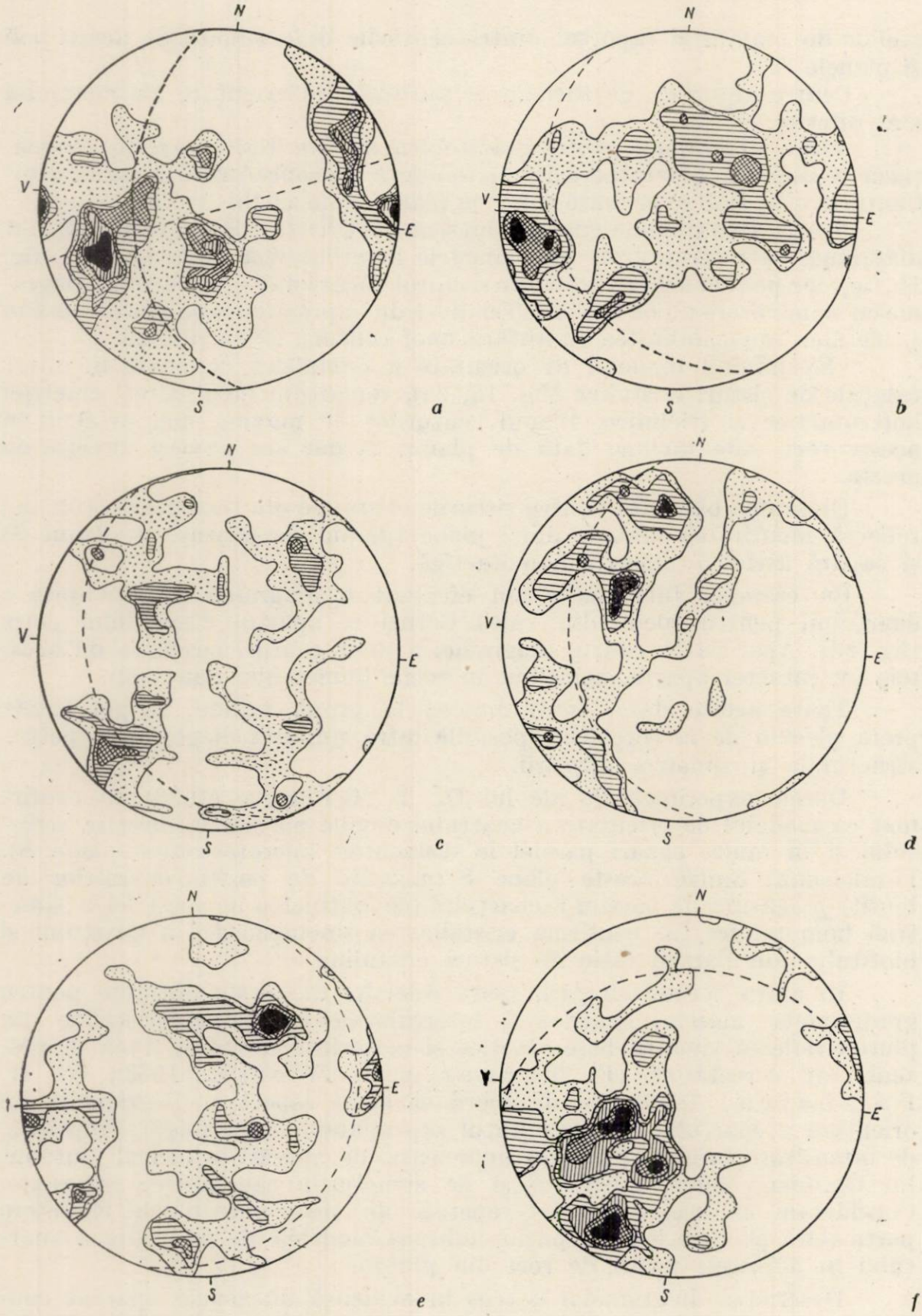


Fig. 1. — Diagramele petrostructurale ale orientării axelor optice la cristalele de cuarţ din plutonul Ogradena. 200 măsurători, 1—2—3—4—5%; linie întreruptă — poziţia planului S (proiecţia în emisfera inferioară).

a, E.O. 33 — granitoide masive, valea Eşelniţa; *b*, E.O. 34 — granitoide cu textură slab gnaisică, valea Eşelniţa; *c*, E. O. 35 — granitoide gnaisice valea Eşelniţa; *d*, E.O. 72 — intercalaţie de paragnais în granitoide gnaisice, valea Eşelniţa; *e*, E.O. 38 — granitoide masive, pîriul Mala; *f*, E.O. 48 — granitoide gnaisice, pîriul Pîţigui.

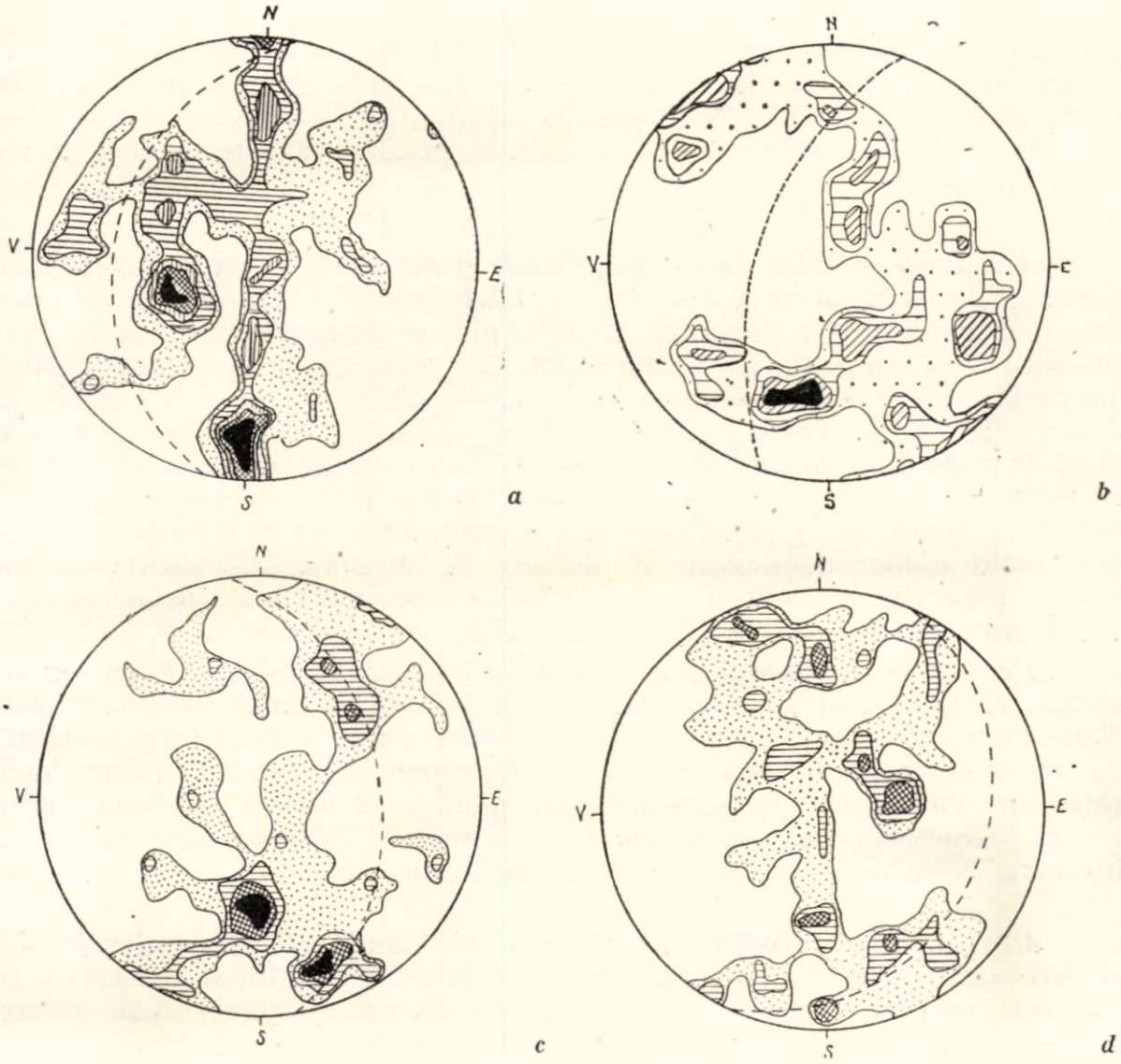


Fig. 2. — Diagramele petrostructurale ale orientării axelor optice la cristalele de cuarţ din plutonul Ogradena. 200 măsurători, 1—2—3—4—5%, linie întreruptă — poziţia planului S (proiecţia în emisfera inferioară).

a, E.O. 12 — intercalaţie de paragnais, pîriul Costinet; *b*, E.O. 13 — granitoide masive, pîriul Costinet; *c*, E.O.64 — paragnais, seria de Neamţu, valea Cernei, Topleţ; *d*, E.O. 42 — şist amfibolic, valea Cernei.

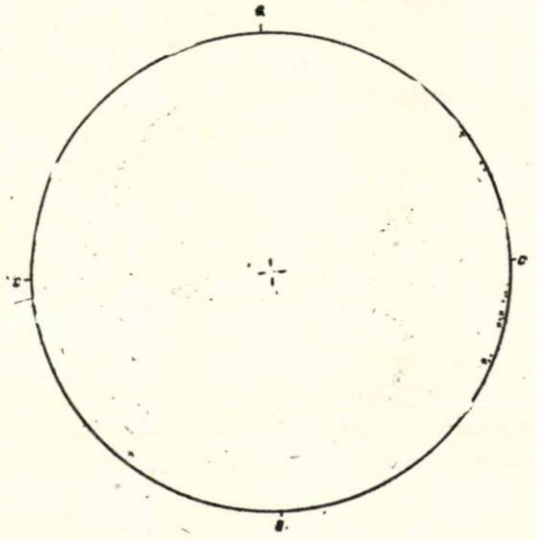


Fig. 3. — Distribuţia polilor $\perp$ (0001) la biotit (·) şi muscovit (×) într-un paragnais din valea Cernei (Topleţ); proiecţia în emisfera inferioară.

pot explica prin procese de recristalizare sub stress. Aceste procese presupun eliminarea granulelor nestabile şi creşterea unor granule stabile cu orientare preferată. Tendinţa de neorientare a cuarţului este confirmată şi de simetriile diferite pe care le prezintă cuarţul în raport cu mica (plane S).

4.2. **Polii planelor de clivaj la biotit şi muscovit.** Distribuţia polilor planului de clivaj la mice a fost urmărită în partea centrală a plutonului într-un profil care a surprins limitele dintre granitoidele masive, cele gnaisice şi o intercalaţie concordantă de paragnaise. S-a putut astfel remarca tendinţa de concentrare a polilor plecînd de la roci masive la roci gnaisice sau foarte şistoase (pl. II, fig. 1, 4). Secţiunile observate fiind normale la axul „b" al regiunii, înseamnă că imaginile din diagrame reflectă tendinţa de trecere de la un tectonit-B la un tectonit-S bine conturat. Maximele $\perp$ (0001) se concentrează după axul tectonic „c" şi corespund polilor de maxim ai planelor S. Observaţia petrostructurală bazată pe orientarea micelor vine astfel să confirme tranziţiile remarcate între granitoidele masive şi şisturile cristaline intercalate.

Proiectarea polilor $\perp$ (0001) la biotit şi muscovit făcîndu-se cu semne distincte, s-a putut observa, în special pentru şisturile cristaline din flancul estic (fig. 3), dispersia mare a muscovitului în raport cu biotitul. Acest caracter ar fi incompatibil cu formarea simultană a celor două minerale. Pe de altă parte, acolo unde predomină biotitul, rocile îşi păstrează caracterul de tectonit-S, iar la apariţia muscovitului tendinţa lor este de a trece de la tectonit-S la tectonit-B.

4.3. **Relaţia $\perp$ (0001) biotit : $\perp$ (110) amfiboli.** Intercalaţiile de şisturi amfibolice din pluton, în care alături de amfiboli participă şi biotitul, permit observaţii suplimentare privind relaţiile dintre aceste două minerale. Aproape întotdeauna cristalele de biotit intersectează pe cele de amfiboli. Faptul este confirmat de concentrarea în cîmpuri diferite a polilor $\perp$ (0001) pentru biotit şi $\perp$ (110) pentru amfiboli (fig. 4b,c). Între zonele de maxim ale acestor poli există unghiuri cuprinse între 15 şi 35°. Raporturile de succesiune amfiboli-biotit ne apar astfel evidente. Dezvoltarea tardivă a biotitului a fost probabil controlată de stress.

Relaţia „biotit-amfiboli" a fost urmărită şi într-o rocă din valea Cernei (domeniul getic) fără a putea observa grupări preferenţiale ale polilor clivajului la cele două minerale (fig. 4a). Este un argument suplimentar pentru evoluţia diferită a complexului de şisturi cristaline din lungul văii Cernei (domeniul getic).

5. CORELAŢIA TECTONICĂ—PETROSTRUCTURĂ—PETROGENEZĂ

Localizarea plutonului Ogradena în cadrul aliniamentului Parîng—Vîlcan—valea Cernei (H. S a v u , 1970) în prelungirea accidentelor tectonice din valea Cernei, care reprezintă dislocaţii vechi, reluate în ciclul

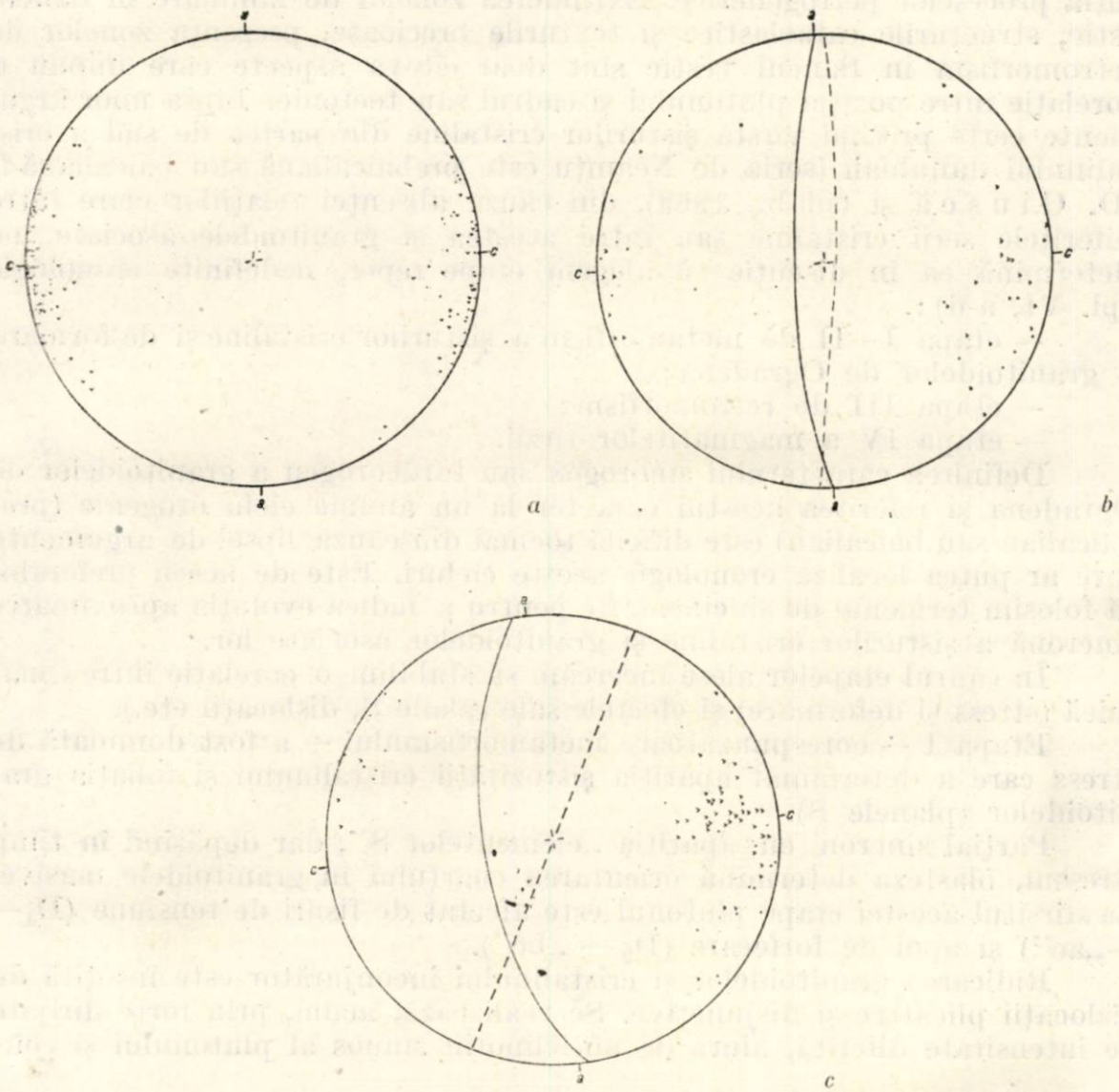


Fig. 4. — Distribuția polilor ⊥(0001) la biotit(.) și ⊥ (110) la amfiboli (×); proiecția în emisfera inferioară.

a, șist amfibolic din valea Cernei (foto pl. III, fig. 1); *b*, intercalație șist amfibolic, piriul Satului; *c*, intercalație șist amfibolic, piriul Satului (foto pl. III, fig. 2).

alpin nu a putut rămîne fără urmări. Mobilitatea acestei zone și-a lăsat amprenta în trăsăturile structurale ale rocilor și a influențat evoluția proceselor petrogenetice. Extinderea zonelor de laminare în flancul estic, structurile cataclastice și texturile brecioase, prezența zonelor de retromorfism în flancul vestic sînt doar cîteva aspecte care impun o corelație între poziția plutonului și cadrul său tectonic. Lipsa unor argumente certe privind vîrsta șisturilor cristaline din partea de sud a cristalinului danubian (seria de Neamțu este prebaicaliană sau baicaliană?) (D. Giuşcă și colab., 1969), din cauza absenței relațiilor clare între diferitele serii cristaline sau între acestea și granitoidele asociate, ne determină ca în discuție să alegem etape reper, nedefinite cronologic (pl. VI, a-d):

— etapa I—II de metamorfism a șisturilor cristaline și de formare a granitoidelor de Ogradena;

— etapa III de retromorfism;

— etapa IV a magmatitelor tîrzii.

Definirea caracterului sinorogen sau tardeorogen a granitoidelor de Ogradena și referirea acestui caracter la un anume ciclu orogenic (prebaicalian sau baicalian) este dificilă tocmai din cauza lipsei de argumente care ar putea localiza cronologic aceste cicluri. Este de aceea preferabil să folosim termenul de sincinematic pentru a indica evoluția aproximativ sincronă a șisturilor cristaline și granitoidelor asociate lor.

În cadrul etapelor alese încercăm să stabilim o corelație între dinamică (stress și deformare) și efectele sale (plane S, dislocații etc.).

Etapa I — corespunzătoare metamorfismului — a fost dominată de stress care a determinat apariția șistozității cristalinului și foliația granitoidelor (planele S).

Parțial sincron cu apariția „elementelor S", dar depășind în timp stressul, blasteza determină orientarea cuarțului în granitoidele masive. La sfîrșitul acestei etape plutonul este afectat de fisuri de tensiune (D_1— —„ac") și apoi de forfecare (D_2 — „bc").

Ridicarea granitoidelor și cristalinului înconjurător este însoțită de dislocații plicative și disjunctive. Se realizează, acum, prin forțe dirijate de intensitate diferită, alura de anticlinoriu sinuos al plutonului și con-

PLANȘA I

Fig. 1 — Granitoide masive cu benzi biotitice concordante; trecerea la aceste benzi se face prin îmbogățirea treptată în biotit. Cariera Mala.

Fig. 2, — Zone cuarțo-feldspatice lentiliforme, concordante cu gnaisele care le găzduiesc. Se remarcă de asemenea zone discordante cu aspect ptygmatic, valea Eșelnița.

Fig. 3. — Intercalații biotitice de dimensiuni centimetrice în granitoide gnaisice, valea Eșelnița.

Fig. 4. — Intercalații de paragnaise și șisturi biotitice în granitoide gnaisice. Rocile sînt străbătute de diaclaze „ac", valea Eșelnița.

Fig. 5. — Bloc de gnais cu textură rubanată din seria de Neamțu, pîrîul Satului.

Fig. 6. — Sisteme de diaclaze transversale afectînd granitoide masive și intercalații de șisturi cristaline (la baza aflorimentului), valea Eșelnița.

1

2

3

4

5

6

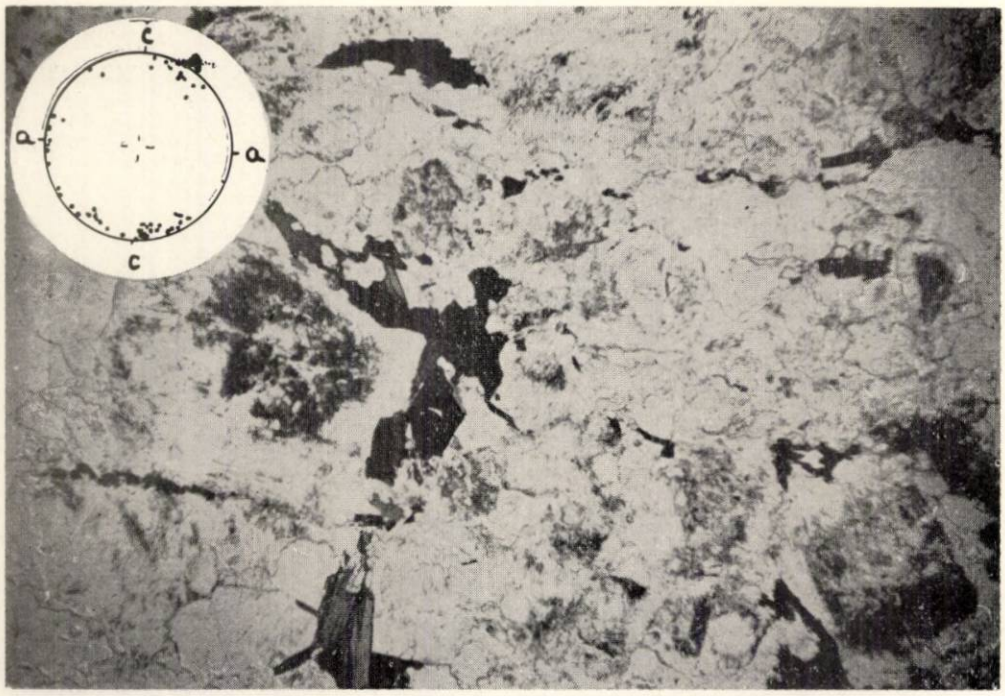


Fig. 1.—E.O. 33. Orientarea cristalelor de biotit și muscovit în granitoide masive, valea Eșelnița. N||; × 15. În medalion diagrama orientării polilor ⊥ (0001) pentru mice.

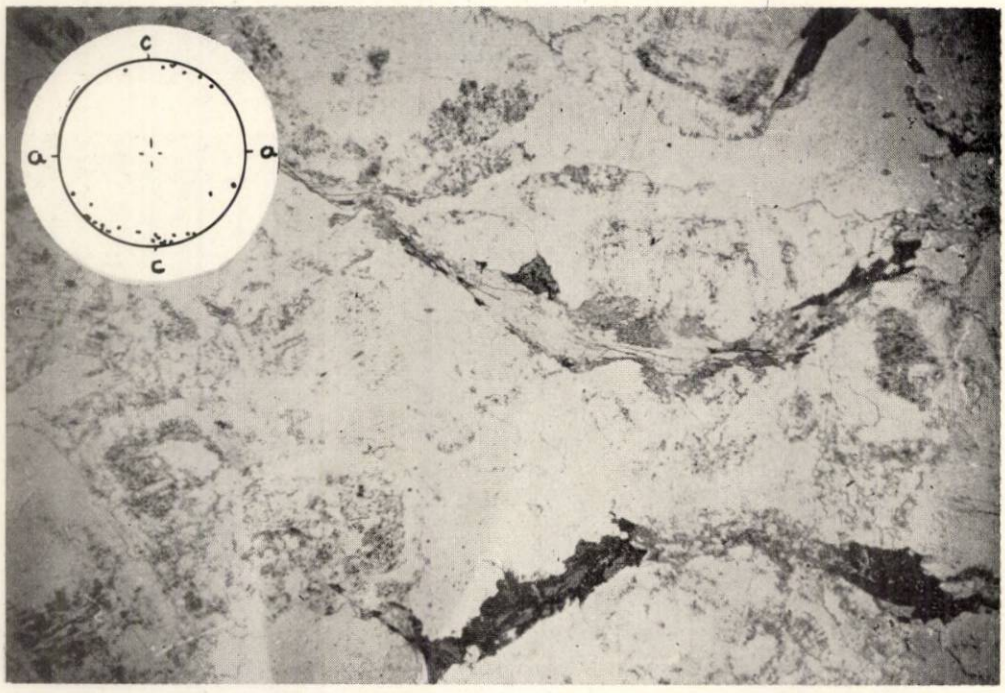


Fig. 2 — E.O.34 Orientarea cristalelor de biotit și muscovit în granitoide cu textură slab gnaisică, valea Eșelnița. N ||; ×15. În medalion diagrama orientării polilor ⊥ (0001) pentru mice.

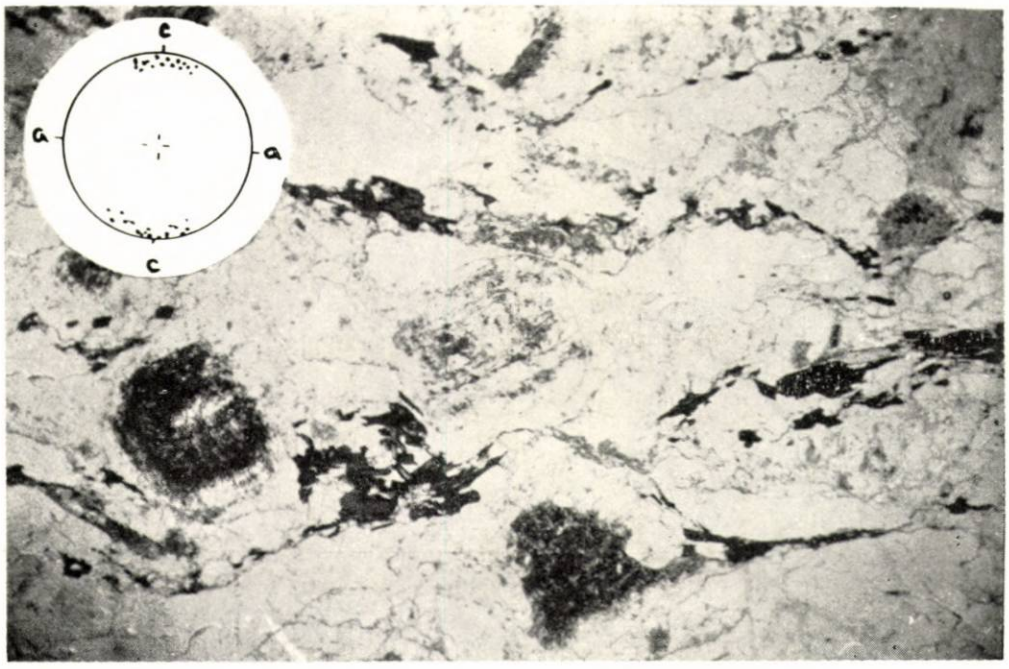


Fig. 3. — E.O.35. Orientarea cristalelor de biotit și muscovit în granitoide gnaisice, valea Eșelnița. N. ||; × 15. În medalion diagrama orientării polilor ⊥(0001) pentru mice.

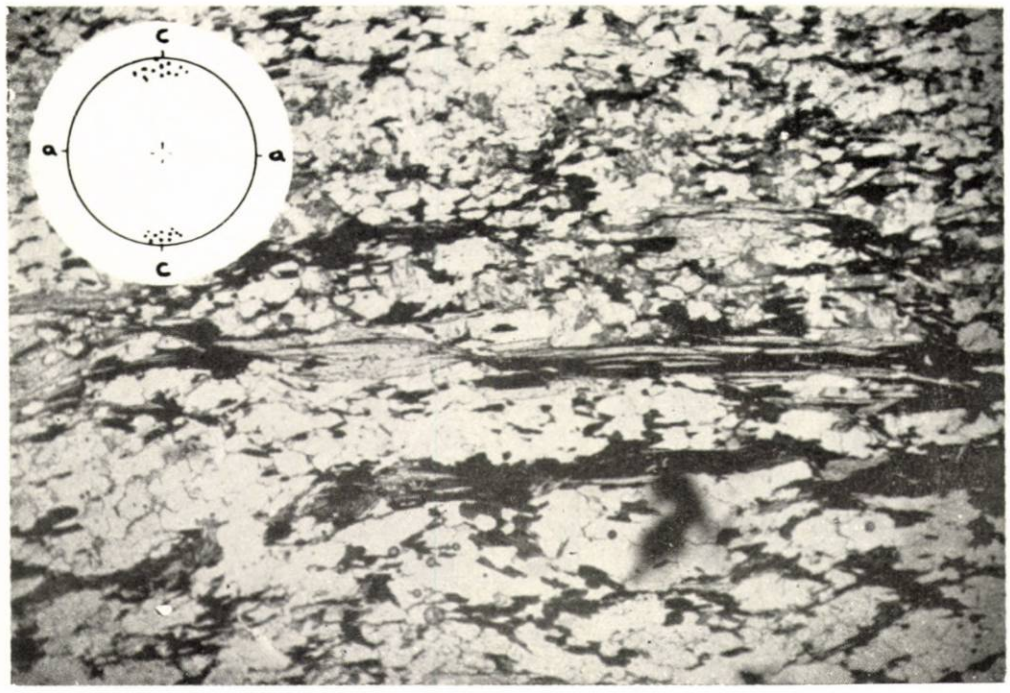


Fig. 4. — E.O.72. Orientarea cristalelor de biotit și muscovit în paragnaise. Intercalație în granitoide gnaisice, valea Eșelnița. N||; × 15. În medalion diagrama orientării polilor ⊥ (0001) pentru mice.

Fig. 1. — Șist amfibolic cu textură rubanată; se remarcă orientarea identică a amfibolilor și micelor, valea Cernei. N ||; × 15.

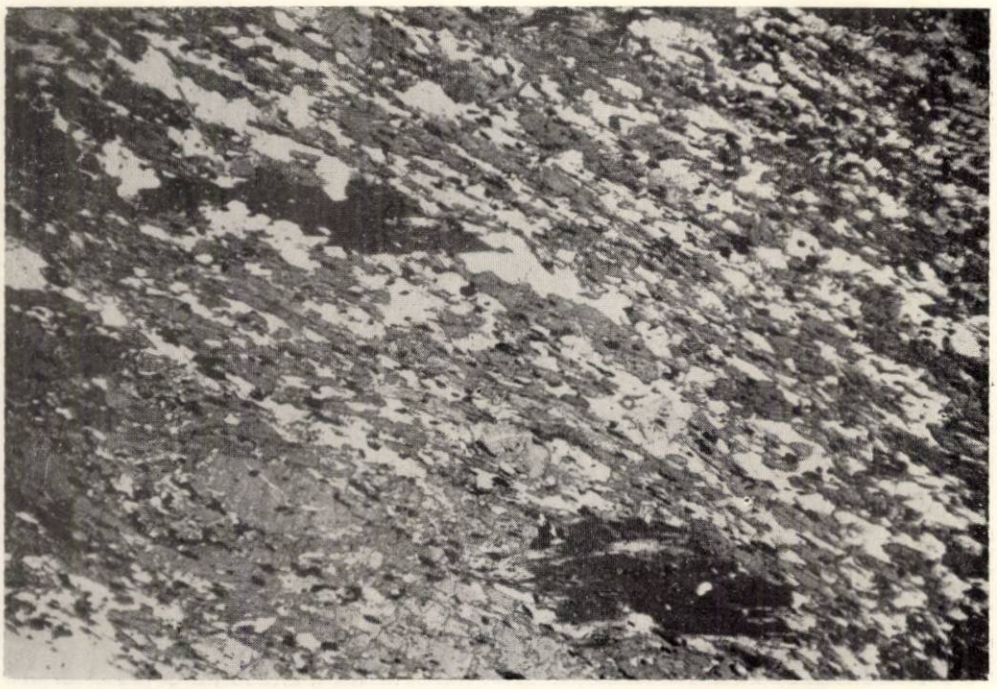
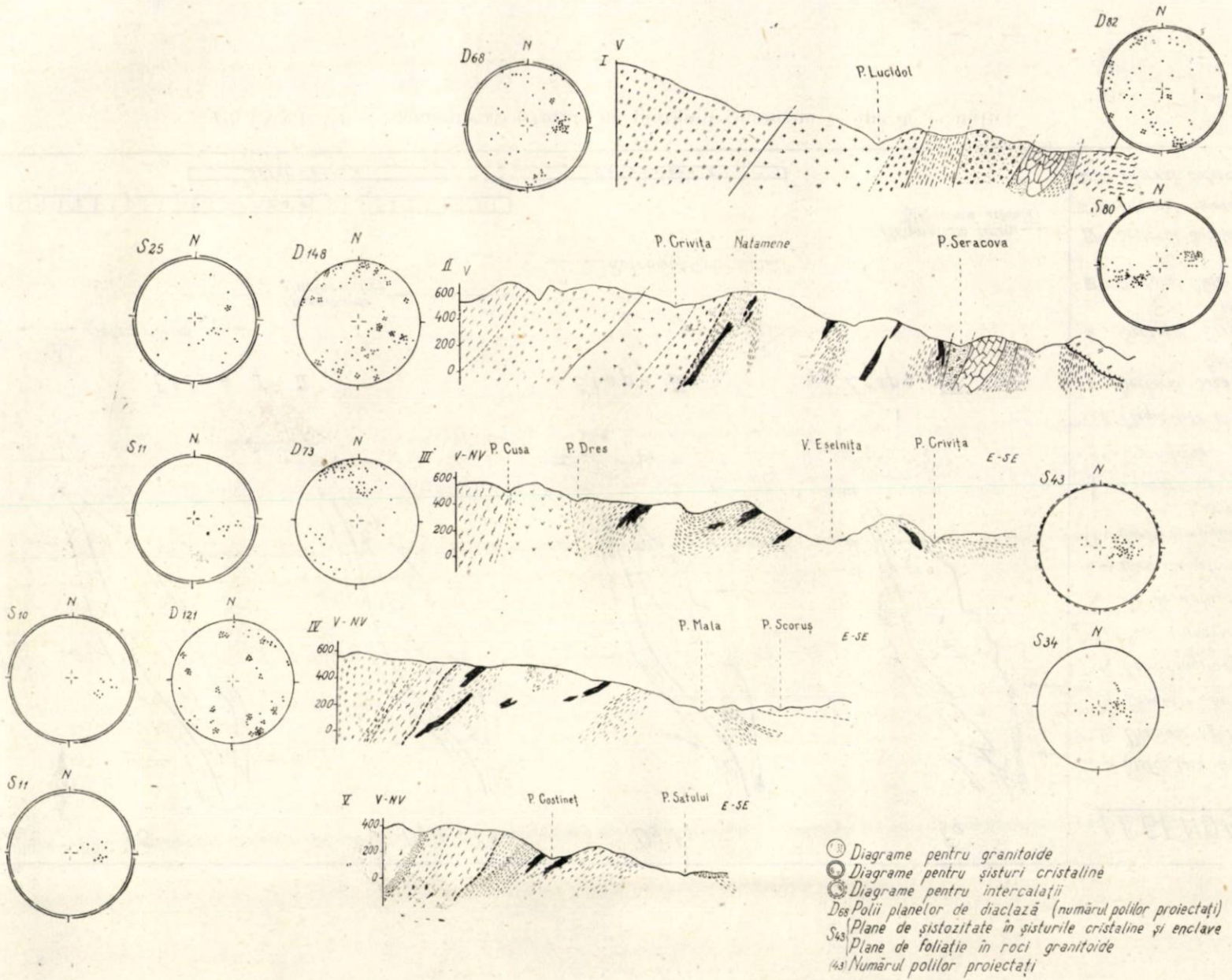
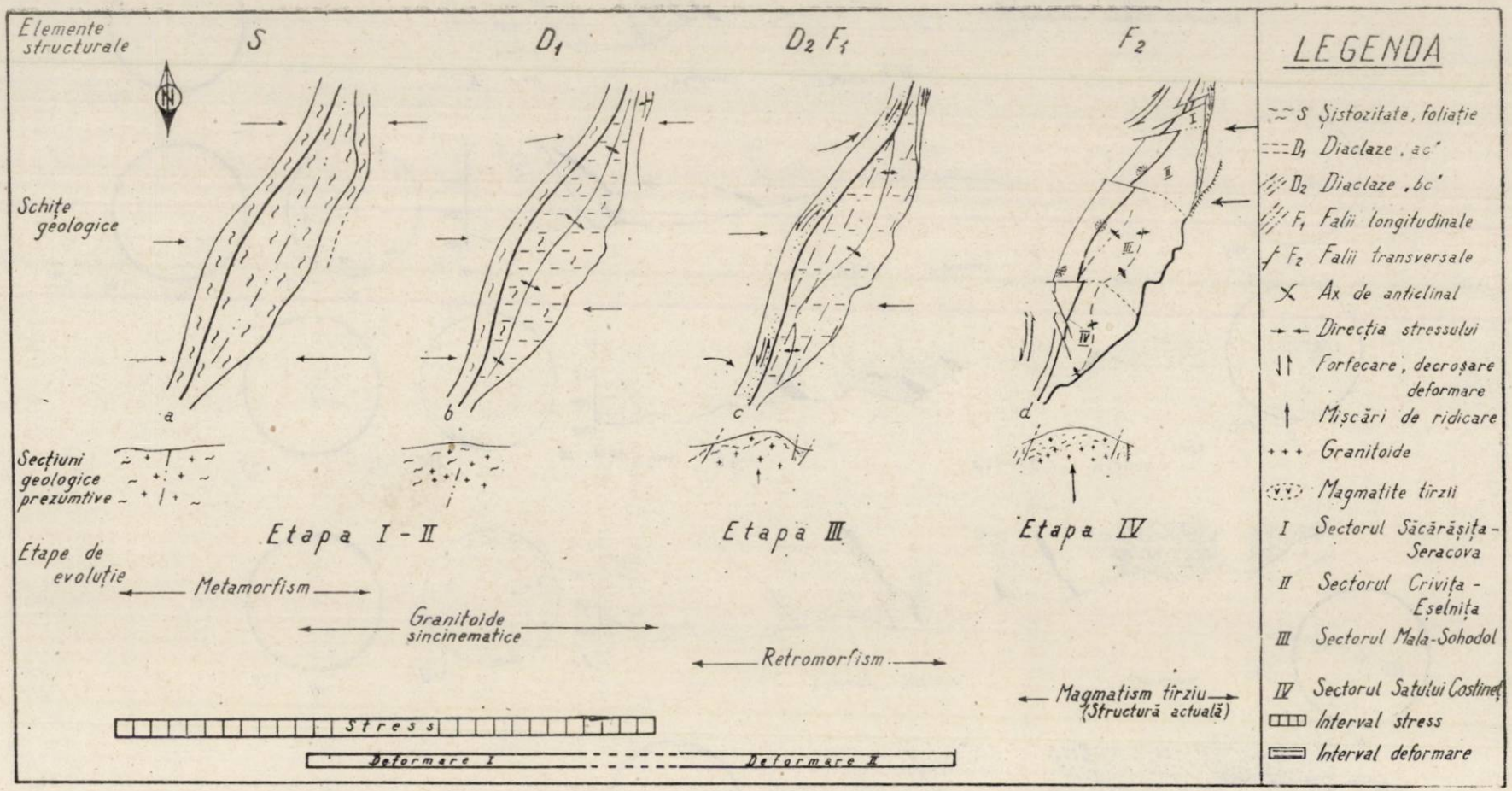


Fig. 2. — Șist amfibolic (intercalație în rocile granitoide); se remarcă direcțiile diferite de orientare a cristalelor de amfiboli și biotit. N ||; × 15.



PLANȘA V — Secțiuni geologice prin masivul granitoid Ogradena.

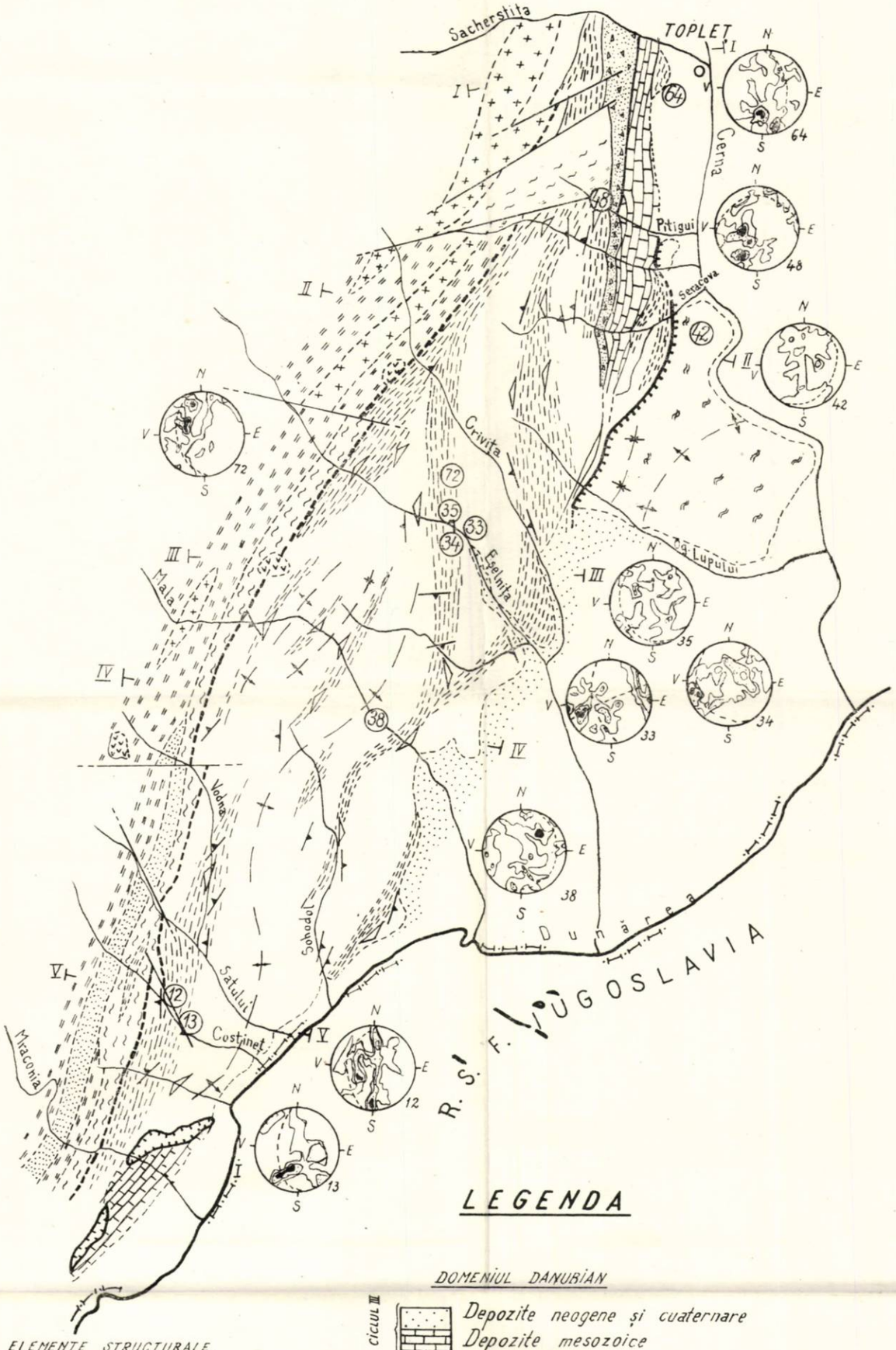


PLANȘA VI — Elemente structurale în plutonul Ogradena (etape de evoluție).

Anastasiu Nicolae

HARTA STRUCTURALĂ A MASIVULUI GRANITOID OGRADENA

750 0 750 1500 2250 m



LEGENDA

ELEMENTE STRUCTURALE

- Ax de anticlinal
- Ax de sinclinal
- Poziția intercalațiilor din granitoide
- Poziția foliației în granitoide
- Falie
- Linie de încălecare
- (34) Eșantion orientat Nr. 34
- Diagrama petrostructurală a cuarțului - 200 măsurători
- IV — IV Linie de profil
- Limita masivului granitoid

DOMENIUL DANUBIAN

CICLUL III
- Depozite neogene și cuaternare
- Depozite mesozoice

CICLUL II
- Magmatite tîrzii (Sienite alcaline, microsienite alcaline)

CICLUL I
- Granitoide masive (V_3^1)
- Granitoide gnaisice (V_2^1)
- Brecii de zdrobire
- Filite de Vodna: milonite; s. Cuarțito-cloritoase; s. Cloritoase; s. Sericitoase — Complexe retromorfozate
- Seria de Neamțu: a. Metadiorite cataclazate; b. Gnaise, paragnaise, șist. cuarțito-biotitice; c. Amfibolite, șist. amfibolice

DOMENIUL GETIC

- Gnaise, amfibolite, cuarțite

Desenat: C. Constantinescu

PLANȘA IV

tactele anormale cu seria de Neamțu. Aceste contacte — faliile longitudinale (F_1 — „bc") — au reprezentat zone potențiale pentru punerea în loc, într-un moment ulterior, a magmatitelor cu caracter alcalin.

În etapa a III-a considerăm că singurul factor dinamic este reprezentat prin deformarea II. Fracturile „bc" sînt regenerate, iar fenomenele de retromorfism stimulate. Aceste deformări complică aspectul diagramelor „D".

Cele mai noi accidente din regiune sînt reprezentate de fracturile transversale (F_2 — „ac"). Ele intersectează seriile retromorfozate, filoanele de lamprofire și desăvîrșesc imaginea structurală a plutonului Ogradena.

În cadrul plutonului, pe baza elementelor microtectonice, s-au putut contura sectoare cu comportare diferită. Astfel, zona centrală apare ca cea mai puțin antrenată în mișcări față de sectorul nordic mult mai „solicitat". Din această cauză se realizează o coincidență între S și D. Pentru toată suprafața plutonului apare însă ca imposibilă folosirea planelor de diaclaze pentru interpretări genetice.

Datele microtectonice și petrostructurale confirmă poziția concordantă a plutonului granitoid Ogradena și caracterul său sincinematic. Prezența în cadrul plutonului a granitoidelor masive, uneori discordante față de structură, trebuie legată de momente tîrzii în evoluția plutonului, în care fenomenele de metasomatoză au jucat un rol important.

THE STRUCTURE OF THE OGRADENA PLUTON

SUMMARY

The microtectonic and petrostructural analysis of the Ogradena pluton and of the interbedded crystalline schists point out:

1. the presence of „ac" — joints with steep dips, considered to be the oldest, and of some „bc" — joints with gentler dips.

2. a concordant distribution of $\perp$(0001) maxima of biotite in massive, gneissic granitoids and interbedding of crystalline schists as a premise of their origin unity.

3. the heterotactic and triclinic symmetry of diagrams of quartz orientation and hence the existence of some successive movements that have affected the pluton.

These elements, besides plicative and disjunctive major dislocations outline the image of a sinuous anticline structural pluton concordant with crystalline schists to the formation of which successive movements have contributed during a long time interval.

There were established four stages in the evolution of the pluton, chronologically undefined:

I — II metamorphism of crystalline schists and formation of Ogradena granitoids

III retromorphism

IV late magmatites (nepheline-syenites).

Within the chosen stages we have attempted to correlate dynamics (stress and strain) with its effects (joints, schistosity, foliation).

BIBLIOGRAFIE

Anastasiu N. (1971), *Feldspații potasici din rocile granitoide de la Ogradena*, St. cerc.geol-geof. geogr., Seria geologie, **16**, 1.

Codarcea Al. Pavelescu L. (1963), *Considérations sur la genèse des roches granitoïdes de l'Autochtone danubien des Carpates Méridionales*, Asoc. geol. carp.-balc., Congr. V, II, 1961, București.

De Sitter L. U. (1969), *Geologie structurală*, Edit. tehnică, București (traducere din limba engleză).

Fairbairn H. W. (1950), *Structural petrology of deformed rocks*, Addison Wesley, Reading, Mass.

Giușcă D., Savu H., Bercia I., Kräutner H., (1969), *Sequence of tectonomagmatic pre-alpine cycles on the territory of Romania*, Acta Geol. Acad. Scient. Hung., *13*, Budapesta.

Griggs D., Bell J., (1938), *Experiments bearing on the orientation of quartz in deformed rocks*, Geol. Soc. Amer., Bull. 49, p. 1723—1746.

Savu H. (1970), *Structura plutonului granitoid de Susița și relațiile sale cu formațiunile autohtonului danubian (Carpații Meridionali)*, D. S. Inst. geol., **LVI**/5(1968—1969).

Turner F. J., Verhoogen J. (1960), *Igneous and metamorphic petrology*, McGraw-Hill, NewYork.

Turner F. J., Weiss L. (1963), *Structural analysis of metamorphic tectonites*, McGraw-Hill, NewYork.

Primit în redacție la 3 aprilie 1972

Universitatea București

ETAPELE GENETICE ALE DEPRESIUNII TRANSILVANIEI

DE

MIRCEA PAUCĂ

55(05)

Prin Depresiunea Transilvaniei geologii pe de o parte și geografii pe de alta înțeleg două regiuni ale căror suprafețe posedă dimensiuni diferite și care se acoperă numai parțial. Dacă limitele de sud și de vest, amplasate pe fracturi importante și de dată veche, care au continuat să fie active pînă în cuaternar, nu fac obiectul vreunei deosebiri de vederi, în schimb limitele de est, de nord și de nord-vest sînt considerate diferit de cele două categorii de cercetători. În lucrarea lui I. G a v ă t și colab. (1963) sînt indicate aceste fracturi, dintre care unele cu caracter crustal.

În timp ce geografii, ținînd seama de relief, prin Depresiunea Transilvaniei înțeleg numai regiunea de podiș limitată spre est de Carpații vulcanici, spre nord de Someșul Mare, iar spre nord-vest de Someșul Mic, geologii, referindu-se la alcătuirea stratigrafică și la evoluția acestei mari unități structurale, extind limitele depresiunii mult spre est, pînă în Carpații flișului și ai cristalinului, iar spre nord și nord-vest pînă la Munții Rodnei și la insulele cristaline Preluca, Țicău și Meseș.

Nepotrivirea între limitele geologice și cele geografice este consecința repetatelor mișcări suferite în timpul neogenului de fundamentul său preneogen deosebit de complex și de fracturat.

Deplasarea de către geologi a limitei de est pînă în cristalinul și în flișul Carpaților Orientali ține seama de faptul că lanțul vulcanic Călimani — Harghita datează numai din timpuri relativ recente, întrucît erupțiile din estul Transilvaniei străbat și acoperă depozite de vîrstă miocenă și pliocenă. Forajele dovedesc continuitatea sedimentelor neogene pe sub eruptiv. În consecință, suprafețele mici de pliocen, situate pe cursul superior al Mureșului și pe afluenții acestuia, nu s-au depus, cum s-a crezut un timp, în lacuri de baraj determinate de apariția eruptivului. Astăzi știm că ele reprezintă resturi ale unui sedimentar continuu, depus sub un facies particular în condițiile speciale care domneau pe marginea de est a lacului pliocen din Transilvania, înainte de ridicarea lanțului vulcanic.

Data cînd a luat naștere depresiunea este încă o problemă controversată. Bazîndu-se pe lucrările clasice ale lui K o c h, geologii au

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 17, nr. 2, p. 235–244, București, 1972

acceptat timp de multe decenii ideea că depresiunea a luat naștere chiar de la începutul erei neozoice. Cercetările recente au dovedit însă că dacă vîrstele unora dintre fracturi, care separă depresiunea de ramă, pot fi urmărite uneori pînă în faza de mișcări laramice, totuși abia în miocenul mediu s-au produs acele scufundări importante care au dat naștere unei depresiuni unitare și vaste.

Rezultatele numeroaselor cercetări din ultimele decenii asupra stratigrafiei, tectonicii și genezei depresiunii au dus la concluzii mult deosebite în comparație cu cele stabilite de Koch înainte de 1900 în baza cercetărilor proprii și ale celor cîțiva înaintași ai săi. Koch și-a întemeiat concluziile sale stratigrafice în principal pe cunoașterea amănunțită a sedimentelor din regiunea de nord-vest a depresiunii, unde a separat pe suprafețe mari toate etajele paleogenului superior și ale miocenului inferior și mediu.

Datorită structurii în blocuri cu alcătuiri stratigrafice uneori diferite a depresiunii, regiunea de nord-vest a acesteia nu oferă totuși o imagine completă asupra stratigrafiei și evoluției întregii depresiuni. Dacă Koch ar fi plecat de la o cunoaștere amănunțită a sectorului de sud al depresiunii, el și-ar fi făcut o imagine diferită asupra problemelor puse de aceasta. În concepția lui Koch, adînc înrădăcinată printre geologi, depresiunea ar fi caracterizată printr-o unitate desăvîrșită datorită unei subsidențe continue care a început în eocen și a durat pînă în pliocenul superior. În separările sale stratigrafice folosind, conform concepțiilor de atunci, un singur criteriu, cel paleontologic, Koch a pierdut din vedere că în condiții ecologice diferite se dezvoltau în același timp faune deosebite, cărora geologii, dornici de a descoperi existența unui număr cît mai mare de etaje, le atribuiau vîrste deosebite.

Imaginea inițială a unei subsidențe continue este contrazisă însă astăzi de numeroși cercetători (A. Vancea, 1967; T. Ciupagea, 1971; I. Grăf și colab. 1971; G. Cioflica și Gh. Popescu, 1971 etc.) care au dovedit existența cîtorva lacune datorite unor epoci continentale situate la diferite nivele ale neozoicului.

Cu peste 40 de ani în urmă Szádeczky-Kardoss (1930) a făcut un progres în datarea vîrstei depresiunii, susținînd că în eocen depresiunea nu se prezenta unitară, ci era compusă din două sectoare, de nord-vest și de sud-est, sectoare care nu comunicau direct între ele, fiind separate de o creastă exondată, și în care se dezvoltau faune întrucîtva deosebite. Într-adevăr, fauna numulitică de la Jibou prezintă un caracter diferit de aceea de la Turnu Roș (Porcești), care posedă asemănări mai mari cu fauna de la Albești (Muscel). Carpații nu formau deci în acel timp o barieră importantă pentru ape și faune.

Foarte numeroasele foraje din interiorul depresiunii dovedesc că în oligocen cea mai mare parte din suprafața sa era exondată, întrucît depozitele badeniene repauzează adesea direct peste mezozoic sau chiar peste cristalin. Apele oligocene acopereau numai regiunea de nord a depresiunii, considerată în limitele ei geologice actuale, în timp ce depozitele oligocene de pe marginea de sud-est a depresiunii aparțin fosei Carpaților Orientali, iar vîrsta unor depozite de pe marginea de sud-vest, atribuite oligocenului, este contestată. Uscatul din timpul oligocenului și-a continuat existența și în miocenul inferior.

Discuțiile recente asupra limitei oligocen-miocen din regiunile carpatice tind către concluzia că aceasta trebuie trasată printre depozite ceva mai noi decît s-a procedat pînă acum. De altfel, printre numeroasele faciesuri de sedimente ale mării badenianului superior, local — pe funduri adînci unde apele stagnau — s-au depus și roci cu aspecte care amintesc mult pe acelea ale șisturilor disodilice, roci cărora inițial li s-a atribuit vîrsta oligocenă.

La fel cu depozitele din bazinele Petroșani și Hațeg, atribuite pînă acum în cea mai mare parte paleogenului, și cu unele sedimente considerate de aceeași vîrstă din regiunea Alba Iulia, precum și cu depozitele care acoperă suprafețe mari în regiunea de nord-vest a depresiunii unele roci de pe marginea de nord a acesteia trebuie considerate ca avînd o vîrstă mai nouă, miocenă.

Prezența miocenului inferior și a începutului celui mediu din regiunea de nord-vest a depresiunii, stabilită inițial de K o c h numai pe criterii paleontologice, fără să fie documentată și pe o cartare detaliată, care să clarifice relațiile adesea confuze între diferitele complexe de sedimente, a fost pusă în ultimul timp sub un mare semn de întrebare. Documentația macro- și micropaleontologică, adusă în favoarea susținerii acestor vîrste, nu mai posedă azi o valoare egală ca în trecut, deoarece în prezent cunoaștem mai bine valoarea stratigrafică a numeroase specii de moluște, pe care au fost întemeiate acele vîrste. În plus, astăzi dispunem și de alte criterii stratigrafice care pledează pentru o vîrstă mai nouă a unor depozite atribuite inițial etajelor de la sfîrșitul paleogenului și începutul miocenului.

Cercetările recente au dus la rezultatul că nu putem vorbi de o depresiune a Transilvaniei anterior badenianului mediu și că, la acea dată, limitele depresiunii erau mult mai largi în comparație cu cele actuale. Acest rezultat se întemeiază pe criterii diastrofice, litologice și climatice, de care nu se ținea seama cu cîteva decenii în urmă. Unele cercetări duc tot mai mult la concluzia că depozitele de vîrstă badenian inferioară și medie din depresiune, anterioare tufului de Dej, precum și unele atribuite oligocenului superior sînt de asemenea de vîrstă badeniană (M. P a u c ă , 1971 etc.).

Rezolvarea problemelor relative la geneza și la evoluția Depresiunii Transilvaniei a fost frînată pînă acum de două cauze principale ca urmare a lipsei de cunoștințe asupra structurii în blocuri a ramei și a fundamentului depresiunii și fazelor de mișcări ale scoarței.

Cunoștințele asupra structurii în blocuri de diferite dimensiuni, care caracterizează nu numai regiunile din fața și din spatele arcului carpatic, dar și însăși acest arc muntos, sînt de dată cu totul recentă. În numeroasele faze de mișcări ale regiunilor carpatice toate aceste blocuri s-au mișcat mai mult sau mai puțin independent, determinînd o imagine complexă a genezei și a evoluției depresiunii. În afară de constatarea că, în timp ce unele blocuri sufereau ridicări de diferite intensități, iar altele se scufundau de asemenea diferențiat, astăzi mai cunoaștem și existența unor epoci caracterizate prin ridicarea tuturor blocurilor, ridicări manifestate prin instalarea unor epoci continentale de diferite durate. Intensitatea ridicării sau a scufundării, suferită de fiecare bloc, fiind deosebită, blocurile componente ale depresiunii prezintă alcătuiri strati-

grafice, faciesuri litologice şi faune deosebite, ca o consecinţă a intensităţilor diferite ale sedimentării, respectiv a eroziunii care a avut loc pe suprafeţele lor.

Referindu-ne la a doua cauză, trebuie să constatăm că pînă de curînd geologii au dat o importanţă maximă mişcărilor plicative caracteristice regiunilor carpatice, neglijînd mişcările cu caracter ruptural produse în acelaşi timp pe suprafeţele din faţa şi din spatele arcului carpatic. Consecinţa importantă a acestei cauze se manifestă prin faptul că vîrstele depozitelor de la limita oligocen-miocen prezintă încă multe incertitudini.

Începînd cu îndelungata perioadă continentală, care a caracterizat cea mai mare parte din suprafaţa regiunilor carpatice şi ale celor imediat învecinate din exterior şi din interior, la sfîrşitul oligocenului şi la începutul miocenului, caracterizate şi acestea prin mari suprafeţe de uscat, au avut loc mişcările din faza stiriacă. Ulterior, fazele de mişcări moldavică, atică, rodanică şi valahă au contribuit şi ele la definitivarea limitelor geologice şi ale celor geografice ale depresiunii.

Mişcările din faza stiriacă constau din trei subfaze. O primă subfază, cea mai slabă şi mai puţin clarificată, a permis invazia apelor în regiunea de nord a depresiunii, unde apar depozitele cele mai vechi ale miocenului. În acest timp, sub influenţa unui climat predominant foarte umed, dar care alterna cu epoci aride scurte, s-a depus complexul de sedimente cu cărbuni din regiunea de nord-vest a depresiunii pe suprafeţe care sufereau — local — o mişcare de scufundare lentă. Epocilor aride le corespund sedimente roşii. Concomitent, în regiunea de nord-est a depresiunii, în imediata apropiere a lanţului carpatic în continuă ridicare şi deci supus unei eroziuni intense, într-o fosă situată în imediata vecinătate a Carpaţilor, se depuneau sedimente separate sub numele de strate de Borşa. Restul depresiunii se prezenta pe mari suprafeţe sub formă de uscat.

O a doua subfază a mişcărilor stiriace a avut loc în badenianul mediu, începînd în timpul depunerii tufului de Dej. Ea a început printr-o scufundare intensă, cînd s-au depus sedimentele anterioare evaporitelor, şi a continuat printr-o scufundare lentă, cînd au luat naştere evaporitele. Climatul, din predominant extrem de umed, a devenit predominant extrem de arid. Abia de acum înainte se poate vorbi despre o depresiune a Transilvaniei. Limitele ei la acea dată erau mult mai mari în comparaţie cu cele actuale, întrucît spre nord-vest depresiunea se continua pînă departe în Ucraina transcarpatică. Pe teritoriul României, depresiunea ocupa pe atunci şi suprafeţele bazinelor Baia Mare, Maramureş, Oaş, a sectorului de est al Bazinului Şimleului, precum şi întreaga regiune acoperită azi de erupţiile care încă nu luaseră o dezvoltare aşa de mare în regiunea de nord a ţării.

Marea lagună poseda în regiunea situată pe marginea de est a Bazinului Băii Mari adîncimi minime sub forma unui prag situat în continuarea vestică a cristalinului Rodnei. Pe acest prag, temperatura apelor ridicîndu-se mult, evaporitele se depuneau sub formă de gips, cunoscut în numeroase iviri, atribuite uneori în mod eronat sarmaţianului. În realitate, gipsul fiind o rocă mai rezistentă la eroziune în comparaţie cu argilele din pat şi din acoperiş, a rezistat la eroziunea locală din

faza de mișcări stiriace tîrzii și moldavice și apoi a fost îngropat de sedimentele sarmațiene, astfel încît sugerează ideea că este într-adevăr de această vîrstă. În schimb, depozitele din sectorul de est al Bazinului Șimleului nefiind supuse eroziunii, gipsul s-a păstrat pe suprafețe mari, astfel că vîrsta lor badeniană este evidentă.

Laguna comunica cu marea larg deschisă în principal prin regiunea curburii de sud-est a Carpaților Orientali, precum și prin valea Oltului. Ea trimitea un golf spre sud-vest în Bazinul Hațegului și un altul spre vest în regiunea Zlatna — Brad, unde sedimenta de asemenea evaporite. Spre vest, Depresiunea Transilvaniei se limita cu uscatul panonic care îngloba și Munții Apuseni. Insulele cristaline ale Prelucii, Țicăului și Meseșului erau acoperite de ape. Spre nord-vest, apele lagunei depășeau ușor cristalinul Meseșului, unde depuneau gips în regiunea de la est de satul Stîrci.

Dacă în cursul etapei lagunare blocul panonic ar fi fost acoperit de ape, în condițiile climatice aride, caracteristice acelei epoci, depunerea evaporitelor ar fi fost de neînlăturat și pe suprafața sa. În consecință, spre deosebire de ideile admise curent, lipsa oricăror urme de evaporite în Depresiunea Dunării mijlocii reprezintă pentru noi o dovadă sigură că în acel timp, cînd evaporitele se depuneau pe suprafețe enorme pînă în regiunea Golfului Persic, această mare unitate structurală nu era acoperită de ape, ci reprezenta un uscat. Influența factorului climatic fiind desconsiderată de cercetătorii din Europa centrală, ei n-au putut sesiza existența unor blocuri continentale.

Cea de-a treia subfază a mișcărilor stiriace a avut loc la limita badenian mediu-superior. Consecința importantă a acestei ultime subfaze a fost o transgresiune generală care a avut loc atît asupra unor blocuri ale arcului carpatic, cît și asupra regiunilor din fața și din spatele acestuia. Această transgresiune a pus capăt condițiilor de sedimentare lagunară, Depresiunea Transilvaniei fiind înglobată în sistemul de bazine ce alcătuiau Marea Paratethys. Abia acum a avut loc prăbușirea uscatului panonic și s-au realizat legăturile dintre mările din vestul cu cele din estul Europei pe deasupra țării noastre.

Legăturile Depresiunii Transilvaniei peste Carpați cu mările de pe platformele învecinate continuau. Transgresiunea a acoperit o suprafață maximă datorită scufundărilor nu numai a regiunilor din fața și din interiorul arcului carpatic, ci chiar și a unora dintre blocurile componente ale lanțului carpatic însuși. Legăturile Depresiunii Transilvaniei cu aceea a Dunării mijlocii aveau loc prin două canale : unul cu o lățime de peste 100 km situat între Carpați și blocul Munților Apuseni și altul larg numai de cîteva zeci de kilometri prin văile Mureșului și Crișului Alb.

În timp ce Marea Paratethys acoperea Depresiunea Transilvaniei, în regiunile îndepărtate de țărmuri un curent de vaste proporții contribuia la depunerea unor sedimente pelagice : argile cu radiolari și marne cu *Spirialis*. Aceste faciesuri apar astăzi pe mari suprafețe la zi în regiunea Cluj — Dej — Beclean, precum și în regiunea de sud-est a depresiunii.

Pe marginile de sud, de est și de vest ale Munților Apuseni, în condițiile de relativă stabilitate diastrofică a acestora și, deci, a unei sedimentări lente în apele puțin adînci, care favorizau dezvoltarea vieții-

toarelor, se depuneau rocile foarte bogate în fosile ale unui facies asemănător celui de Leitha. Acesta lipsește la țărmurile de sud și de est ale depresiunii, din cauză că blocurile componente ale Carpaților erau supuse unei eroziuni foarte intense, ca urmare a ridicărilor puternice suferite în timpul mișcărilor din faza stiriacă. În consecință, depozitele badeniene de pe marginea de nord a Carpaților Meridionali se caracterizează prin predominarea conglomeratelor de geneză piemontană, atribuite mai de mult unei presupuse transgresiuni burdigaliene, în timp ce în forajele din regiunea vulcanică est-transilvană constatăm de asemenea prezența depozitelor badeniene detritice, uneori grosiere.

Enigmatică și încă nesemnalată de geologi este lipsa badenianului pe marginea de nord-est a Munților Apuseni în sectorul cuprins între nord de Turda și Huedin, unde depozitele de această vîrstă ar trebui să apară sub același facies marin foarte bogat în fosile ca pe toate celelalte margini ale acestui masiv. Dacă faciesul de Leitha s-ar fi depus și aici și apoi depozitele sale ar fi fost erodate, ele ar apărea remaniate în sedimentele mai noi, fapt care n-a putut fi constatat pînă acum.

Marea diversitate sub care a avut loc depunerea tuturor etajelor neogene pe diferitele margini ale depresiunii poate fi constatată cu o claritate deosebită în timpul depunerii badenianului superior care apare sub cele mai multe faciesuri lito- și paleontologice. Cu aproape 100 de ani în urmă, cînd separările stratigrafice se bazau pe un singur criteriu — documentația paleontologică — geologii au separat pe socoteala depozitelor de vîrstă badeniană toate etajele miocenului inferior și mediu. Cît de șubredă este separarea acestora, în afară de lungile discuții asupra precizării poziției stratigrafice a diferitelor complexe de strate, o dovedește, între altele, și prezența tufului dacitic în complexul de depozite atribuite helvețianului numai în regiunea Chinteni — Cluj, fără a se putea explica lipsa acestuia în depozitele helveține din alte regiuni ale depresiunii.

Cantitatea cea mai mare de sedimente aduse de ape în depresiune în tot timpul neogenului provine din Carpații Orientali, care sufereau presiunile tectonice cele mai mari și, în consecință, ridicarea și eroziunea cea mai intensă. Prezența în cuprinsul acestora pe mari suprafețe a depozitelor de fliș, mai puțin rezistente la eroziune, contribuia la intensificarea acesteia. Urmau Carpații Meridionali, care și ei au suferit ridicări repetate și intense. Sedimentele cele mai puține proveneau din Munții Apuseni, care au început să-și intensifice ridicarea abia în pliocenul superior. Cantitățile diferite de sedimente și alcătuirea lor litologică variată, aduse pe suprafețele fiecăruia din sectoarele marginale ale depresiunii, au determinat crearea unor condiții ecologice diverse și, deci, dezvoltarea unor faune diferite, cărora li s-au atribuit vîrste deosebite.

Marea Paratethys a acoperit regiunile carpatice pînă în faza de mișcări moldavice de la limita badenian-sarmațian, cînd apele acestei ultime mări calde și cu salinitatea normală de pe teritoriul României au început a fi fragmentate în bazine tot mai mici. Ca urmare a epocilor cu un diastrofism mai liniștit ce au urmat, depozitele miocenului superior pun probleme stratigrafice mai puțin acute decît cele anterioare.

Mișcările din faza moldavică au avut ca efect, pe de o parte, începutul scufundării suprafeței ce alcătuiește Depresiunea Transilvaniei în delimi-

tarea ei geografică, iar pe de altă parte au determinat începutul mișcărilor de ridicare suferite nu numai de blocurile componente ale ramei, dar și de unele blocuri marginale ale depresiunii însăși. Astfel, a început ridicarea regiunii de curbură a Carpaților Orientali, pe unde în badenianul mediu laguna se aproviziona cu apă din mările extracarpatice, precum și ridicarea blocurilor situate între Someș și insulele cristaline Meseș, Țicău și Preluca pînă în Munții Rodnei. Tot atunci a avut loc ridicarea unor vaste suprafețe în sectorul de nord al fostei lagune, situat la nord de Preluca și de Munții Lăpușului. Consecința acestor ridicări a fost erodarea unor cantități enorme de evaporite din regiunea în care astăzi predomină eruptivul și din vecinătatea acestuia.

Prin aceste ridicări, depresiunea începe să se apropie de limitele sale geologice actuale. Liniile de separare importante dintre blocurile din interiorul depresiunii, care se scufundau, de cele care se ridicau pe marginile de nord, de vest și de est ale depresiunii, sînt marcate printr-o succesiune de masive de sare diapire situate la încrucișarea unor fracturi. Amplasarea unor cursuri de rîuri, în special a unor lungi sectoare ale Someșului, nu sînt străine de prezența acestor fracturi.

Judecînd după sedimentele prodominant fine, depuse imediat după mișcările din faza moldavică, cînd au luat naștere stratele separate sub numele de buglovian, mișcările din această fază trebuie să fi avut o intensitate slabă, dînd apelor posibilitatea de a tria și transporta numai sedimentele cele mai fine dintre cele abia depuse. De altfel, depozitele de această vîrstă posedă o dezvoltare apreciabilă — pînă la 600 m — numai pe suprafețele reprezentate prin blocurile abia scufundate care alcătuiesc Depresiunea Transilvaniei în înțeles geografic. Pe suprafețele celorlalte blocuri, buglovianul n-a putut fi separat, ori i s-au atribuit grosimi neînsemnate.

În această fază a început erodarea badenianului mediu și superior din sectorul situat imediat la est de insulele cristaline Meseș și Țicău. Că laguna în care s-au depus evaporitele se întindea spre nord-vest pînă în regiunea ocupată astăzi de Munții Meseș o dovedește prezența gipsului pe marginea de est a satului Stîrci.

Afundării generale care a urmat în sarmațianul inferior, cînd apele au acoperit din nou depresiunea în limitele ei maxime din badenianul superior îi urmează ridicarea blocurilor componente ale depresiunii în timpul sarmațianului superior, cînd aceasta a fost golită de ape complet, ca urmare a mișcărilor de la începutul fazei atice. Sfîrșitul mișcărilor din această ultimă fază se caracterizează printr-o nouă scufundare, care a determinat transgresiunea pliocenă. Datorită scufundărilor suferite de numeroase blocuri, depozitele pliocene au depășit frecvent chiar cotele maxime ale transgresiunii Mării Paratethys. Totuși, blocurile componente ale arcului carpatic continuă a se ridica. Legăturile dintre apele depresiunii cu acelea din lacurile din exteriorul Carpaților prin regiunea de curbură încetaseră, astfel că în această regiune limitele depresiunii se definitivaseră.

Durata scurtă a retragerii apelor în timpul sarmațianului superior și suprapunerea peste sedimentele sarmațiene a unor sedimente pliocene cu o alcătuire litologică asemănătoare, precum și lipsa frecventă a fosilelor pe suprafețele unde depozitele de aceste vîrste apar la zi suprapuse au împiedicat timp îndelungat pe geologi să constate lacuna de sedimentare

existentă în sarmaţianul superior din regiunile situate la interiorul arcului carpatic.

Transgresiunile sarmaţianului şi pliocenului inferior au acoperit şi sectoarele situate pe ambele laturi ale Someşului Mic, pe unde se menţinea legătura largă a apelor din Depresiunea Transilvaniei cu acelea din Depresiunea Dunării mijlocii, dar sedimentele de aceste vîrste au fost erodate în repetate rînduri. Întemeiem această concluzie pe două fapte. Mai întîi trebuie să remarcăm că la limita de nord-vest a sedimentelor pliocene situate la sud de o linie ce uneşte Turda cu Reghinul nu apar depozitele litorale ale lacului, ci depozite care posedă caracterele unor sedimente formate în largul apelor. Acelaşi este cazul şi cu limita de nord-vest a depozitelor sarmaţiene situată între Cluj şi Bistriţa. Depozitele de ambele vîrste constau predominant dintr-o alternanţă de nisipuri fine şi de argile foarte sărace în macrofosile. Dacă linia de ţărm sarmaţiană ar fi indicată de actuala extensiune spre nord-vest a depozitelor sarmaţiene, ar trebui ca pe parcursul ei să constatăm existenţa unei bogate faune de cerîţi etc., iar în cazul unei linii de ţărm a lacului pliocen faune de congerii şi melanopside cu talia mare şi cu cochilia groasă, caracteristice apelor puţin adînci, ceea ce nu este cazul. În consecinţă, liniile care indică extensiunile maxime ale depozitelor de aceste vîrste sînt limite de eroziune.

Cel de al doilea fapt care dovedeşte intensa eroziune din regiunea de nord-vest a depresiunii este reprezentat prin cele cîteva sectoare de văi cu caracter antecedent care străbat Munţii Meseşului (văile Ragului, Poniţei, Fînaţelor şi Strîmturii), ai Ţicăului (valea Someşului) şi ai Prelucii (văile Cavnicului şi Lăpuşului). Aceste rîuri indică drumul parcurs de apele lacului pliocen în timpul retragerii lor din depresiune la sfîrşitul pliocenului inferior, ca urmare a mişcărilor din faza rodanică, care au determinat ridicarea în bloc a regiunilor carpatice şi scufundarea în continuare a Depresiunii Dunării mijlocii.

Ridicările cele mai importante ale blocurilor de pe marginea de nord-vest a depresiunii sînt reprezentate prin apariţia diapiră la zi în timpul pliocenului superior şi al pleistocenului a blocurilor de cristalin reprezentate prin cele trei insule care formează linia de separare între Depresiunea Transilvaniei şi cea a Dunării mijlocii. Diapirismul Munţilor Meseş putea fi bănuit încă din 1930 de Szádeczky—Kárdoss, care a constatat falia de pe marginea de est a acestora. În 1964, Răileanu şi colab. au atribuit acestei falii chiar caracterul unei linii de încălecare.

Dovada că în timpul depunerii pliocenului inferior cele trei insule cristaline erau submerse o dă lipsă din depozitele pliocene învecinate a materialului sedimentar provenit din ele, precum şi lipsa faunei caracteristice apelor pliocene puţin adînci. Prin ridicarea acestor trei insule de cristalin se definitivează şi limita de nord-vest a depresiunii, care capătă astfel unitatea sa din prezent, datorită ridicării continue şi cu o mare intensitate a blocurilor componente ale ramei şi a ridicării moderate, dar diferenţiate, în pliocenul superior şi în pleistocen a blocurilor componente ale depresiunii.

În ceea ce priveşte cristalinul Prelucii, imediat după retragerea apelor pliocenului inferior trebuie să constatăm că suprafaţa ocupată astăzi de acest masiv era reprezentată printr-un relief de cîmpie, în care rîu-

rile Cavnic şi Lăpuş au posedat iniţial cursuri leneşe, caracterizate prin numeroase meandre. Ca urmare a ridicării blocului cristalin şi a erodării sedimentelor moi şi probabil relativ subţiri ce îl acopereau, meandrele s-au adîncit în rocile cristalinului, dînd naştere cursurilor actuale foarte sinuoase ale acestor rîuri.

Tectonica de blocuri a permis în timpul mişcărilor din faza rodanică şi valahă ridicarea în continuare a marginelor depresiunii şi în special a ramei sale, concomitent cu ridicarea foarte lentă a unor puţine blocuri din interiorul depresiunii. Se constată că în pliocenul superior şi în pleistocen jumătatea de sud a depresiunii a suferit o ridicare relativ redusă, fapt care a permis conservarea numai pe suprafaţa sa a depozitelor de vîrstă pliocenă.

În timpul ridicării generale, dar diferenţiate, de la limita pliocen-pleistocen a avut loc scufundarea unui mic sector din regiunea de sud-est a depresiunii, unde au luat naştere bazinele Bîrsei, Sf. Gheorghe şi Tg. Secuiesc.

În încheiere este cazul să constatăm că, începînd din miocenul mediu, cînd a luat naştere, Depresiunea Transilvaniei a trecut prin numeroase faze de dezvoltare, prezentînd temporar atît dimensiuni mai mari ca cele actuale, cît şi retrageri ale apelor de pe întreaga sa suprafaţă. Limitele sale geologice s-au definitivat abia în pliocenul superior, cînd s-a separat de Depresiunea Dunării mijlocii. Configuraţia sa geografică s-a definitivat abia în pleistocen, prin ridicarea puternică a blocurilor ramei.

DIE ENTSTEHUNGSSTUFEN DES TRANSYLVANISCHEN BECKENS

ZUSAMMENFASSUNG

Unter Transylvanisches Becken verstehen die Geologen eine Gegend mit einer größeren Oberfläche als die Geographen. Die ersteren umfassen nämlich in seine Grenzen auch die neogenen und paläogenen Ablagerungen im Nord-Westen des Beckens sowie die neoeruptive Kette der Ostkarpaten.

Vor etwa 90 Jahren schrieb man dem Becken ein eozänes Alter zu. Die Arbeiten der letzten 25 Jahre erwiesen jedoch daß das Becken erst im mittleren Baden, infolge der Einstürze während der steirischen Bewegungen, entstand.

Die Grenzen des Beckens, haben sich wiederholt verändert. Während der Ablagerung der miozänen Evaporiten überschritten sie im Nord-Westen weit die Grenzen Rumäniens. Die Verbindung mit dem Weltmeer fand damals nur längs der Südgrenze des Beckens statt. Das mittlere Donaubecken lag während jener Zeit trocken.

Während des Oberbadens, infolge ausgedehnter Einstürze, hat das Transylvanische Becken seine Unabhängigkeit verloren und wurde im Meeressystem des Paratethys eingeschloßen. Die Ost-, Süd-und Westkarpaten bestanden nur als verhältnismäßig kleine Insel Während

des Obersarmats wurde das Becken zum ersten Mal von den Gewässern entleert und dem Karpatischen Festland eingeschlossen.

Die geologischen Grenzen bestehen seit Anfang des Oberpliozäns als die Gewässer endgültig nach Westen hin ausgeleert wurden. Die geographischen Grenzen bestehen seit dem Pleistozän und wurden durch das starke Emporheben der Schollen, welche den Rahmen bilden, bedingt.

BIBLIOGRAFIE

Cioflica, Gianina, Popescu, Gh. (1971), *Contribuții la stratigrafia miocenului mediu din nord-vestul Transilvaniei*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **16**, *2*.

Ciupagea D., Paucă M., Ichim Tr. (1970), *Geologia Depresiunii Transilvaniei*, Edit. Academiei R.S.R., București.

Gavăt I., Airinei Șt., Botezatu R., Stoenescu Sc., Vencov I. (1963), *Structura geologică profundă a teritoriului R.P.R., după datele actuale geofizice (gravimetrice și magnetice)*, St. cerc. geof., **1**, *1*.

Gräf I., Pană Ioana, Fesci V. (1971), *Die Sarmat-Mäot-Grenze im Gebiet des oberen Architа-Tals östlich von Sighișoara (S. R. Rumänien)*, Geologie, **20**, *1*, Akad.-Verlag, Berlin.

Paucă, M. (1971), *Criterii noi în stratigrafia miocenului din Bazinul Transilvaniei*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **16**, *2*.

Răileanu Gr., Rusu A., Moisescu, V. (1964), *Relațiile tectonice ale cristalinului munților Meseș-Țicău cu formațiunile sedimentare ale bazinului Transilvaniei*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **9**, *2*.

Szádeczky-Kárdoss El. (1930), *Contribuțiuni la geologia Ardealului de NW.*, D.S. Inst. geol. Rom., **XIV**.

Vancea A. (1967), *Limita miocen-pliocen în Bazinul Transilvaniei*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **12**, *2*.

Primit în redacție la 6 martie 1972

CORELAȚII ÎNTRE STRUCTURA GEOLOGICĂ ADÎNCĂ ȘI AUREOLA MOFETICĂ DIN JUD. HARGHITA, CU PRIVIRE LA ZONELE DE APARIȚIE A APELOR MINERALE CARBOGAZOASE*

DE

ȘTEFAN AIRINEI, ARTEMIU PRICĂJAN

55(05)

INTRODUCERE

Una dintre bogățiile minerale importante ale județului Harghita o constituie apele minerale. Dealtminteri, județul Harghita este cel mai bogat în ape minerale de pe întreg teritoriul României. Varietatea formațiunilor geologice structurate în unități majore bine individualizate (cristalin-mesozoică, a flișului carpatic, a eruptivului neogen și rama estică a Depresiunii Transilvaniei), aflate sub influența maximă a aureolei mofetice postvulcanice a eruptivului nou Harghita — Căliman, a facilitat formarea unei mari varietăți hidrochimice de ape minerale : sărate, sulfuroase și sulfatate, carbonatate, feruginoase etc ; peste care se suprapune preponderent caracterul carbogazos.

Pe teritoriul județului Harghita au fost inventariate pînă în prezent peste 1 000 de iviri de ape minerale. Caracterul preponderent carbogazos este indicat și de faptul că pe raza fiecărei comune se află cel puțin o ivire de apă minerală carbogazoasă. Numărul lor crește în fiecare an fie cu săparea de noi puțuri sau sonde, fie prin cartarea de iviri naturale necunoscute anterior în zone cercetate mai puțin din acest punct de vedere.

Lucrările hidrogeologice pentru cunoașterea sistematică a zăcămintelor de ape minerale din județul Harghita au fost inițiate în anul 1953 de către Comitetul Geologic. Cartările de suprafață au înregistrat ivirile hidrominerale și ariile mofetice, au stabilit perimetre de protecție

* Lucrare prezentată la Sesiunea de comunicări științifice prilejuită de sărbătorirea semicentenarului Partidului Comunist Român, organizată de Facultatea de geologie-geografie a Universității din București, aprilie 1971.

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 17, nr. 2, p. 245–258, București, 1972

hidrogeologică a zăcămintelor importante de ape minerale, au indicat zonele de extindere a unor zăcăminte de ape minerale şi au asigurat asistenţă tehnică hidrogeologică pentru recaptarea unor izvoare importante cu apă minerală din staţiunile balneoclimaterice. În unele cazuri, cartările de suprafaţă au fost însoţite de foraje de prospecţiune a stratelor acvifere mineralizate de adîncime (Bilbor, Topliţa, Borsec, Sîncrăieni, Tuşnad etc.). Rezultatele pozitive ale forajelor s-au concretizat, în parte, prin mărirea debitelor de ape minerale necesare staţiilor de îmbuteliere (Borsec, Mădăraş, Sîncrăieni, Tuşnad ş. a.)[1].

În esenţă, efortul de cercetare a fost şi este dirijat cu precădere în vederea organizării unei valorificări complexe imediate şi de perspectivă — din punctul de vedere balnear, turistic şi industrial prin îmbuteliere — a resurselor de ape minerale ale acestui teritoriu[2]. Lucrarea de faţă se înscrie în acest context. Ea reprezintă o continuare a aceleia realizată pentru judeţul Covasna (Şt. Airinei şi A. Pricăjan, 1970)[3] şi urmăreşte, pe aceleaşi căi, descoperirea de noi resurse de interes şi valorificarea lor raţională.

În stadiul actual de cunoaştere este de semnalat faptul că cele mai puternice manifestări mofetice prin emanaţii de CO_2 liber nu apar decît sporadic în cadrul eruptivului. Ele se manifestă cu precădere şi cu intensităţi variabile la vest şi la est de lanţul vulcanic Harghita — Căliman. Spre est, mofetele de CO_2 pătrund adînc prin formaţiunile de fliş, pînă la distanţe ce depăşesc 50 km. De asemenea, zona cristalină-mesozoică a Carpaţilor Orientali este afectată în întregime de CO_2 mofetic. În sondele săpate de o parte şi de alta a lanţului vulcanic, bioxidul de carbon

---

[1] D. Davidescu şi A. Pricăjan (1956), *Apele minerale din bazinul superior al V. Bistricioarei — regiunea Tulgheş — Bilbor — Borsec. Studii hidrogeologice*, arh. I.G.P. din M.M.P.G.; C. Dragomirescu şi Gh. Vasilescu (1963), *Cercetări hidrogeologice în zona Borsec-Băi. Studii hidrogeologice*, arh. I.G.P. din M.M.P.G.; A. Pricăjan şi T. Bandrabur, (1956), *Apele minerale din bazinul Ciucului inferior (zonele Cason şi Toria). Lucrări hidrogeologice*, arh. I.P.G. din M.M.P.G.; A. Pricăjan şi S. Rotman, 1955 *Referat hidrogeologic privind apele minerale din staţiunile Singeorgiu de Mureş. Sejk — Odorhei şi Anieş. Studii hidrogeologice*, arh. I.P.G. din M.M.P.G.; A. Pricăjan (1960) *Cercetări hidrogeologice în vederea recaptării izvoarelor „Principal" şi „Republica" de la Borsec. Studii hidrogeologice* arh. I.G.P. din M.M.P.G.; A. Pricăjan (1961), *Prospecţiuni hidrogeologice în aureola mofetică Hărghita — Călimani (zona Borsec şi depresiunea Gheorgheni). Studii hidrogeologice*, arh. I.G.P. din M.M.P.G.; A. Pricăjan, *Zăcămîntul hidromineral de la Borsec şi exploatarea raţională a acestuia. Comunicare la simpozionul „Protecţia şi exploatarea raţională a zăcămintelor de ape minerale"*, Braşov 1967; Cornelia Radu, (1956) *Studii hidrogeologice în zona Tuşnad-Sat şi Tuşnad-Băi pentru explorări de noi izvoare de ape minerale. Lucrări hidrogeologice*, arh. I.G.P. din M.M.P.G.; D. Slăvoacă (1955), *Cercetări hidrogeologice pentru prospectarea apelor minerale din zona Harghita de sud. Cercetări hidrogeologice*, arh. I.G.P. din M.M.P.G.; D. Slăvoacă (1956), *Cercetări hidrogeologice pentru prospectarea apelor minerale din zona Tuşnad — Sanatoriul Toria—Malnaş. Lucrări hidrogeologice*, arh. I.G.P. din M.M.P.G.; Rodica Tudor (1956), *Explorări hidrogeologice pentru apele minerale din bazinul Bilbor. Studii hidrogeologice*, arh. I.G.P. din M.M.P.G.; M. Vernescu (1960). *Recondiţionarea izvoarelor „Principal" şi „Republica" din Borsec. Studii hidrogeologice*, arh. I.G.P. din M.M.P.G.

[2] A. Pricăjan, *Apele minerale din judeţul Harghita şi propuneri privind dezvoltarea exploatării acestora*, Raport 1969. Solicitat de Consiliul popular al judeţului Harghita, arh. Dep. Geol. din M.M.P.G.

[3] Prevenim pe cititori că bibliografia lucrării nu va cuprinde titlurile conţinute de bibliografia lucrării precedente (Şt. Airinei şi A. Pricăjan, 1970). Este motivul pentru care ei vor găsi în text citate lucrări nemenţionate la bibliografia care îl însoţeşte.

prezintă intensități și presiuni mari: 70 atm în sonda de la Oituz, în formațiuni de fliș; 200 atm în sondele de la Bențid, în fundamentul cristalin al ramei de est a Depresiunii Transilvaniei. Proporția de CO_2 în sondele de la Bențid este cuprinsă între 50,8 și 88,5%, la care se adaugă, de asemenea, ca produs mofetic gazele nobile He Ar, în proporție de 0,0559%, respectiv, 0,051% (I. Oltean, 1970).

1. RAPORTURI STRUCTURALE ALE MASELOR GEOLOGICE ADÎNCI

Structura geologică adîncă și raporturile maselor geologice adînci din substratul județului Harghita au fost prezentate sub o formă sintetică în *Harta structurii geologice profunde a teritoriului R.P. România* (I. Gavăt și colab., 1963). Ulterior, a fost reluată mai detaliat cu ocazia studiului evoluției geologice și geomorfologice a Depresiunii Ciucului (Șt. Airinei și colab., 1965), în cadrul lucrării cu privire la caracteristicile reflectării anomaliei gravimetrice a formelor structurale din nord-estul R.S. România (R. Botezatu și colab., 1965) și mai recent cu ocazia reconsiderării gravimetrice la studiul structurii geologice adînci a teritoriului R.S. România (I. Gavăt și colab., 1968)[4]. Informații importante aduc lucrările care prezintă anomalia gravității pe aria munților vulcanici Călimani — Gurghiu — Harghita (M. Sucheava și colab., 1968) și rezultatele măsurătorilor electrometrice pentru determinarea cvasicantitativă a adîncimii și reliefului fundamentului bazinului Gheoghienilor (Cr. Mihail, 1970).

Elementul structural care interesează studiul de față este dislocația adîncă. Planșa care însoțește textul lucrării, reproduce, după studiile citate, ansamblul liniilor de dislocație din substratul teritoriului județului Harghita. Ele aparțin la trei categorii: dislocații crustale (G_4, G_7, G_8, G_9 și G_{13}), dislocații regionale (g_{25} și g_{26}) și dislocații locale (1_1, 1_3 și 1_{4-8}). Rolul sistemului de dislocații adînci a fost acela de-a fi condiționat evoluția geologică a regiunii și de-a fi asigurat raporturile existente între unitățile structurale majore din substratul acesteia. În actual, ele constituie căile de acces și de distribuție în volum și spre suprafață a emanațiilor postvulcanice.

Dislocațiile crustale sînt interpretate ca fracturi sau cîmpuri de fracturi care afectează întreaga scoarță terestră, au desfășurări ce depășesc teritoriul țării, apar ca cele mai vechi în timp și au evoluat diferențiat una în raport cu alta, sau chiar pe segmente, de-a lungul aliniamentelor lor: G_4 reprezintă prelungirea liniei dobrogene Ovidiu — Capidava; G_7 este un segment dintr-un element structural vest-est cu extindere continentală; G_8 reflectă dislocația majoră a Carpaților Orientali; G_9 pe aceea a treptei de scufundare a cristalinului transcarpatic în Depresiunea Transilvaniei și G_{13} segmentul din dislocația majoră a erupțiilor neogene. Dislocația G_{13} trebuie privită ca un cîmp de falii care au funcționat diferențiat pe segmente, devenite succesiv canale de alimentare prin care s-au

[4] I. Gavăt, Șt. Airinei, J. Andrei, R. Botezatu, Sc. Stoenescu (1968), *Reconsiderări gravimetrice la studiul structurii geologice adînci a terioriului R.S. Românai*, manuscris.

intrus, în timp, magmele aparatelor vulcanice de toate tipurile cunoscute pe aria lanțului eruptiv Harghita — Căliman. Toate formele intruzive sînt reflectate prin maxime gravimetrice, care apar aliniate pe segmente ale cîmpului de falii G_{13} (Șt. Airinei, 1963; M. Suceava și colab., 1968).

Dislocațiile regionale g_{25} și g_{26} reprezintă flancurile unui jgheab de mare extindere în structura ariei carpatice, situat între catena Carpaților Orientali la est și lanțul vulcanic neogen la vest, de-a lungul căruia s-au instalat depresiunile intramontane ale Ciucului și Gheorgheni — Topliței. Sedimentarea bazinelor intramontane a avut loc într-un regim subsident. În sedimentele mai vechi predomină marno-argilele; în cele mai noi abundă materialul vulcanic. Grosimea sedimentelor este variabilă : 320 m în forajul de la Tușnad și 445 m în cel de la Remetea. Lucrările geofizice de detaliu au precizat că fundamentul jgheabului delimitat de dislocațiile g_{25} și g_{26} este fragmentat în blocuri după un sistem de falii cu orientări diferite. Astfel, în Depresiunea Ciucului fundamentul apare structurat în cinci blocuri : două în dispoziție de horst (Racu și Sîncrăieni) și trei de graben (Mădăraș, Miercurea-Ciuc și Tușnad (Șt. Airinei și colab., 1965). Relieful fundamentului Depresiunii Gheorghenilor este caracterizat printr-un flanc vestic abrupt și prin ridicarea lui în trepte spre est (Cr. Mihail, 1970).

Dislocațiile locale sînt extinse între cele regionale și cele crustale; ele sînt strict încadrate în planul structural carpatic. Fracturile 1_1 și 1_3 au fost prezentate în lucrarea anterioară (Șt. Airinei și A. Pricăjan, 1970). Dislocația locală 1_4, situată la est de dislocația crustală G_8, reprezintă treapta majoră de scufundare a fundamentului din flancul intern al Depresiunii Precarpatice. Dislocațiile transversale 1_5, 1_6, 1_7 și 1_8 compartimentează fundamentul adînc al Carpaților Orientali în blocuri dispuse la adîncimi neegale. Blocul cuprins între dislocațiile 1_5 și 1_6, mai scufundat, are caracter de graben, în timp ce blocurile sudice delimitate de 1_6 și 1_7, de 1_7 și 1_8 și de 1_8 și G_7 reprezintă trepte de fundament ce se ridică progresiv de la nord spre sud. Blocul la nord de 1_5 aparține unui horst (R. Botezatu și colab., 1965).

Este neceasr să precizăm că tabloul dislocațiilor locale definite geofizic, reproduse în planșa anexă, este incomplet, deoarece el cuprinde numai pe cele cu o extindere mai mare. Ansamblul lor constituie cadrul imediat pe care se suprapune complexul de falii care afectează cuvertura sedimentară și pe cele care deblochează în sistem mozaicat zona cristalină-mesozoică a Carpaților Orientali. Rolul dislocațiilor locale a fost pus în discuție și cu ocazia interpretării maximului gravimetric din zona masivului sienitic de la Ditrău, considerat ca efect al maselor intruzive dense insinuate spre suprafață printr-un sistem de falii locale (M. Visarion, 1963).

Ansamblul dislocațiilor crustale, regionale și locale stabilește raporturile majore ale maselor geologice adînci din substratul teritoriului județului Harghita. Masele geologice adînci sînt dispuse în blocuri scufundate (jgheaburi, grabene) sau mai ridicate (horsturi, cordiliere), pe care au evoluat structurile de suprafață corespunzătoare zonelor cristalină-mesozoică, a flișului, a lanțului vulcanic neogen și ansamblul depresiunilor intramontane. Mobilitatea blocurilor de fundament a fost diferențiată

în timp. Acest fapt este atestat pe de o parte de orientarea diversificată a faliilor de cuvertură, mergînd pînă la întretăieri ortogonale, iar pe de altă parte de circulația soluțiilor și emanațiilor postvulcanice, cu intensități variabile în timp și pe segmente.

2. ZONE DE APARIȚIE A MOFETELOR USCATE ȘI A APELOR MINERALE CARBOGAZOASE

Cercetările hidrogeologice efectuate pe cuprinsul județului Harghita au delimitat o întinsă aureolă mofetică care afectează toate unitățile geologice majore din regiune. Conturul aureolei mofetice este susceptibil de modificări, în funcție de ivirile mofetice sau de apele carbogazoase ce se vor pune în evidență la exteriorul ei.

Geneza apelor minerale carbogazoase constă din interferența bioxidului de carbon (CO_2) mofetic cu stratele acvifere din formațiunile geologice structurate în unitățile majore menționate. Natura petrografică a acestor formațiuni condiționează hidrochimismul specific al apelor minerale. În funcție de formațiunile geologice, de condițiunile de acumulare și cele de circulație a apelor vadoase, au fost separate 6 tipuri de zăcăminte de ape minerale[5]:

a) Zăcămintele acumulate în fisurile și în golurile formațiunilor cristaline. Îi aparțin apele minerale din bazinul superior al Bistricioarei (perimetrul Tulgheș, — Bilbor — Borsec). Sînt în genere bicarbonatate, calcice, magneziene, carbogazoase și uneori sulfuroase.

b) Zăcămintele acumulate în nivelurile semipermeabile, pe suprafețe de stratificație și fracturile tectonice ale rocilor formațiunei de fliș. Acestui tip îi aparțin apele minerale bicarbonatate, calcice, clorosodice, carbogazoase, uneori sulfatate și sulfuroase din bazinul superior al văii Cașinului și cele de pe versantul vestic al Munților Bodocului (între văile Bancu și Balvanioș).

c) Zăcămintele acumulate în nivelurile permeabile ale miocenului Depresiunii Transilvaniei, legate fie de zăcămintele de hidrocarburi gazoase, fie de levigarea masivelor de sare sau a sărurilor disperse. Acestui tip îi aparțin apele minerale clorosodice de mare concentrație, iodurate, bromurate, uneori cu conținut ridicat de potasiu și bor, puse în evidență în perimetrul localităților Praid, Bențid, Odorheiu Secuiesc, Mărtiniș, Merești, Sînpaul s.a.

d) Zăcămintele acumulate în fisurile rocilor andezitice din masivul vulcanic Harghita. Îi aparțin un număr relativ restrîns de iviri de tip bicarbonatat, calcic, feruginos, uneori sulfuros (la Băile Harghita și pe văile versantului estic al masivului, între paralelele localităților Sîntimbru și Tușnad).

e) Zăcămintele acumulate în nivelurile permeabile ale formațiunilor vulcanogen-sedimentare din zonele periferice ale masivelor Harghita și Sf. Ana. Îi aparțin ivirile de ape bicarbonatate, calcice, uneori clorurate,

---

[5] A. Pricăjan (1969), *op. cit.*, pct. 2.

feruginoase și carbogazoase de la Băile Tușnad și de la Căpîlnița, Băile Homorod, Vlăhița, Băile Chirui ș.a.

f) Zăcămintele acumulate în nivelurile permeabile ale depozitelor cuaternare și pliocene din bazinele intramontane Gheorgheni și Ciuc, în care constituie strate acvifere freatice sau de adîncime. Acestui tip îi aparțin zăcămintele de ape bicarbonatate, calcice, feruginoase și carbogazoase situate de-a lungul văilor Mureșului și Oltului (Remetea, Ciumani, Mureșeni, Voșlobeni, Dănești, Mădăraș, Șumuleu, Miercurea-Ciuc, Sîncrăieni, Sînsimion, Vrabia, Tușnad ș.a.).

În cadrul acestei lucrări, preocuparea se restrînge numai la ivirile de ape minerale carbogazoase și la manifestările mofetice uscate. Se constată — la nivelul actual de cunoaștere a ivirilor de ape minerale carbogazoase și de manifestări mofetice uscate — că acestea pot fi grupate, la fel ca cele de pe teritoriul județului Covasna, de-a lungul a patru aliniamente. De fapt, aliniamentele de pe teritoriul județului Covasna se prelungesc pe teritoriul județului Harghita, de-a lungul acelorași tipuri de fracturi crustale, regionale sau locale[6]. Gruparea acestora pe aliniamente sugerează corelația dintre ele și căile majore de acces spre suprafață ale emanațiilor mofetice din substratul regiunii. De notat este faptul că, exceptînd aliniamentul I, celelalte trei cuprind zone geografice și chiar unități geologice majore diferite.

a) Aliniamentul I, din est, înglobează grupul ivirilor de la Cason — Iacobeni[7]. El se închide la sud de Valea Uzului și se extinde spre est cu o ramificație pînă la Băile Slănic-Moldova. Pe acest aliniament, în zona Cason — Iacobeni, izvoarele minerale apar dirijate pe direcții nord-sud : o linie în gresia de Tarcău, cu izvoare carbogazoase pe afluenții de stînga ai pîrîului Cason (Piatra Albă, Repat și pîrîul Borvizului) ; o linie în șisturile negre (Piatra Albă, Repat și Doboi) și o linie în complexul marnos al apțianului (Gheorghianosul Mic, Gheorghianosul Mare, Scroafa). Izvoarele de apă minerală au o concentrație mare de CO_2, cuprinsă între 1,4 și 2,5 g/l, pentru o mineralizație totală de 1,5—5,0 g/l. Apele din zona șisturilor negre conțin frecvent și SH_2.

b) Aliniamentul II înglobează ivirile mofetice și apele minerale carbogazoase situate pe flișul cretacic de pe flancul vestic al munților Bodocului și Ciucului, precum și cele din zona cristalină-mezozoică a munților Hăghimaș și Giurgeu.

Prelungit din sud de pe aria județului Covasna, aliniamentul II cuprinde, la intrarea pe teritoriul județului Harghita, grupul de iviri de la Toria — Cisar — Balvanioș (Șt. Airinei și A. Pricăjan, 1970). Ivirile de mofete uscate și ape carbogazoase sînt situate pe văile versantului vestic de pe terminația nordică a Munților Bodocului[8], pe complexul grezos albian-cenomanian, și trec spre nord pe stratele de Sinaia de pe același versant al Munților Ciucului : 17 izvoare carbogazoase cunoscute pe pîrîul Tușnad și afluenții săi ; 5 izvoare cunoscute pe pîrîul Hypatac, pe raza comunei Lăzărești ; sursele de pe văile Cozmeni și

[6] Este motivul pentru care vom păstra aceeași notare (cu cifre romane, I—IV) și aceeași ordine, de la est spre vest.

[7] A. Pricăjan și Th. Bandrabur (1956), *op. cit.*, pct. 1.

[8] D. Slăvoacă (1956), *op. cit.*, pct. 1.

Nyergeș, de pe raza comunei Cozmeni; sursa de la Ciocani; izvoarele carbogazoase de pe raza comunei Sînmartin (pîraiele Sînmartin, Ciutakoș-Bancu și Pîrîul Mare); izvoarele de pe aria comunei Ciucsîngeorgiu (pîrîul Eayhaz și afluenții săi) și, în fine, sursele de ape carbogazoase de pe zona comunei Armășeni (pîraiele Taplotza și Maniuc).

În continuare, spre nord, aliniamentul II cuprinde ivirile cunoscute și pe cele în curs de menționare în literatura de specialitate de pe aria zonei cristalină-mezozoică sau în imediata ei vecinătate, din segmentul delimitat de văile Trotușului și Bistricioarei, al Munților Hăghimașului și Giurgeului. În jumătatea sudică, ivirile de ape carbogazoase cunoscute sînt mai rare; în jumătatea nordică ele au o excepțională desime și valoare. Astfel, în jumătatea sudică sînt cunoscute sursele de la Lunca de Sus și Toșorog, iar mai recent, cele de pe pîrîul Sandui și Piatra Gheormanului (I. P r e d a, 1970)[9]. În jumătatea nordică sînt cunoscute numeroase iviri din bazinul hidrografic al văilor Bistricioarei, la Tulgheș și în depresiunile Borsec și Bilbor[10].

În bazinul Bistricioarei sînt cunoscute cîteva zeci de surse de ape minerale carbogazoase, răspîndite pe toți afluenții și o concentrare mai mare a lor pe raza comunei Tulgheș. La Tulgheș, apele minerale se acumulează și se dezvoltă sub forma unor complexe acvifere alterate, precum și pe suprafețele de contact dintre cristalin și fliș. Este motivul pentru care apele minerale au caracteristicile hidrogeologice și hidrochimice diferite. Tufurile calcaroase și depozitele purverulente de limonit sînt roci formate în legătură cu izvoarele minerale carbogazoase, respectiv a bioxidului de carbon liber.

În Depresiunea Borsec, apa minerală carbogazoasă este exploatată pe o suprafață de circa 30 km^2, din 15 iviri naturale și 5 foraje. Roca de care sînt legate izvoarele minerale de la Borsec este reprezentată de calcare cristaline dolomitice dispuse în benzi în șisturile cristaline care formează rama și fundamentul depresiunii. Depresiunea este umplută cu depozite pliocene marnogrezoase și cuaternare (travertine și local turbă). Zona Borsec este caracterizată prin existența a două tipuri principale de strate acvifere: cele acumulate în calcarele cristaline dolomitice și cele cantonate în tuf-calcare. Primele au debite mari, celelalte mici și foarte mici. Mineralizația lor este cuprinsă între 3,5 și 7,0 g/l și au o concentrație în CO_2 liber de 1,5—2,5 g/l.

Depresiunea Bilbor este similară din punct de vedere geologic cu cea de la Borsec. Sedimentele pliocene stau în nord-est pe cristalin (cu un conținut preponderent de calcare), iar în vest pe depozite piroclastice ale Călimanului. Sînt cunoscute 15 iviri hidrominerale bicarbonatate, calcice, magneziene, carbogazoase. Sînt caracterizate printr-un conținut ridicat de CO_2 liber (2,3—2,6 g/l).

c) Aliniamentul III cuprinde grupurile de izvoare de ape minerale carbogazoase din depresiunile intramontane situate de-a lungul cursurilor superioare ale Oltului și Mureșului (Ciuc și Gheorgheni — Toplița).

Aliniamentul III, puternic dezvoltat pe teritoriul județului Covasna (Ș t. A i r i n e i și A. P r i c ă j a n, 1970), înglobează la intrarea pe

---

[9] I. P r e d a, *Problema apelor minerale în Munții Hăghimașului*, manuscris.

[10] A. P r i c ă j a n (1969), *op. cit.*, pct. 2.

teritoriul judeţului Harghita grupul izvoarelor din zona Băilor Tuşnad şi cele din versantul vestic al Masivului Sf. Ana. Acestea aparţin la două tipuri de ape minerale : 1) acele care circulă prin fisurile lavelor andezitice (situate pe versantul drept al văii Oltului, pe Valea Csombor, pîrîul Banyaz, pîrîul sub Stînca Şoimilor etc.) şi 2) cele care circulă prin pietrişurile şi nisipurile de origine piroclastică (situate în stînga Oltului, anume în zona staţiunii Băile Tuşnad (lacul Sf. Ana)[11]. În zonă sînt prezente mofete şi solfatare uscate (la Băile Tuşnad).

Spre nord urmează imediat grupul izvoarelor minerale carbogazoase din regiunea Ciucului inferior[12], situate pe două aliniamente orientate nord-sud : primul, de-a lungul văii Oltului, secundul, pe văile versantului estic al masivului eruptiv Harghita. Primul aliniament cuprinde peste 100 de izvoare minerale carbogazoase şi barbotări de CO_2, situate pe contactul morfologic dintre terasa şi lunca Oltului. Stratele acvifere din adîncime sînt cunoscute din forajele de la Tuşnad şi Sîncrăieni. CO_2 se află în concentraţie medie de 1,5 g/l, iar mineralizaţia pe care o provoacă este în jur de 2 g/l. Pe aliniamentul secund, izvoarele de apă minerală însoţite de mofete, sînt cantonate în zonele de alterare avansată a andezitelor (situate la obîrşia văilor Aergö, Banya, Vermed, Aszo etc.). CO_2 se află în concentraţii variabile (0,2—2,0 g/l). Exalaţiile mofetice au un caracter solfatarian (mai ales la Pucioasa-Sîmtimbru).

În Depresiunea Ciucului superior apele carbogazoase apar în aria oraşului Miercurea-Ciuc (aici ele au şi caracter termal relict), în perimetrul localităţii Şumuleu, în lunca Oltului (Racu, Dăneşti Toplita-Ciuc şi Jigodin), la staţiunea Harghita, precum şi cele din cuprinsul acvifer evidenţiat prin forajele de la Mădăraş. În ultimele două zone concentraţia de CO_2 depăşeşte 3,1 g/l.

Pe cursul superior al Mureşului, în Depresiunea Gheorgheni, apar, la zi sau în săpături, în mod aproape continuu, iviri de CO_2, care, în afară de manifestări mofetice, mineralizează în parte stratul acvifer freatic, cum ar fi la Voşlobeni, Ciumani, Joseni, Remetea etc. Apele minerale sînt bicarbonatate, calcice, magneziene şi carbogazoase, cu o mineralizaţie medie între 0,4 şi 16 g/l şi o concentraţie în CO_2 liber între 0,7 şi 1,7 g/l.

În sfîrşit, aliniamentul III încorporează ivirile de ape minerale din Zona Toplita, mezotermale (caracteristică relictă din pleistocen) (D. Ciupagea şi colab., 1970, p. 214—215) ; şi aici CO_2 este prezent dar se manifestă prin depuneri masive de tufuri calcaroase (la Băile Transilvaniei). Jgheabul mărginit de dislocaţiile g_{25} şi g_{26} continuă spre nord, pe dedesubtul versantului estic al Munţilor Călimani şi trece apoi pe teritoriul judeţului Suceava. Pe acest segment se cunosc pînă în prezent ivirile de ape minerale carbogazoase la nord de comuna Stînceni.

d) Aliniamentul IV, puternic dezvoltat pe teritoriul vestic al judeţului Covasna (Şt. Airinei şi A. Pricăjan, 1970), se închide pe aria sud-vestică a judeţului Harghita. Aici, el înglobează ivirile de ape minerale carbogazoase de la Lueta, Băile Chirui, Seltecs, Vlăhiţa,

[11] Cornelia Radu (1956), *op. cit.*, pct. 1.
[12] D. Slăvoacă (1955), *op. cit.*, pct. 1.

Căpîlnița, Băile Homorod, Seyke și valea Sooș, Benții, Corund ș.a. La Corund există un relict pleistocen al activității mofetice, caracterizat prin depuneri de aragonit, în regim termal, prelungită pînă în actual cu manifestări de CO_2. Este singura arie cunoscută pînă în prezent care este situată la vest de lanțul vulcanic Harghita — Căliman, care manifestă activitate mofetică și unde se găsesc ape minerale carbogazoase. De altfel, aici se constată o întrepătrundere a caracterului clorosodic, iodurat, bromurat al apelor de zăcămînt, cu cel bicarbonatat, calcic, magnezian aparținînd aureolei mofetice Harghita — Căliman.

3. CORELAȚII ÎNTRE STRUCTURA GEOLOGICĂ PROFUNDĂ ȘI AUREOLA MOFETICĂ A ZONELOR DE APARIȚIE A APELOR MINERALE CARBOGAZOASE

Ansamblul cîmpurilor de fracturi regionale, locale și de cuvertură este subordonat dislocațiilor crustale G_8, G_9 și G_{13}. Subordonarea trebuie înțeleasă atît sub aspectul vechimii lor, cît și al rolului pe care l-au jucat la evoluția structurii geologice majore din regiune. Dislocația crustală G_8 constituie un element de prim ordin în geodinamica Carpaților Orientali, fiind responsabilă, așa cum s-a arătat în lucrări anterioare (I. Gavăt și colab., 1963; M. Socolescu și colab., 1964), de formarea și de evoluția proceselor magmatice legate de aliniamentul ruptural G_{13}. Segmente ale cîmpului de fracturi al aliniamentului G_{13} au funcționat diferențiat, fiind succesiv mobile sau cicatrizate prin consolidarea magmelor care le invadau. Mobilitatea diferențiată a segmentelor cîmpului de fracturi ar putea fi dedusă indirect după vîrstă și după repartiția produselor din formele variate de manifestare a activității vulcanice — care, după sintezele ultimelor cercetări (D. Rădulescu, 1962; D. Rădulescu și M. Borcoș, 1968) — s-ar grupa la cea explozivă sau efuzivă (aparate vulcanice de tip central, de tip stratovulcan etc.) și cea intruzivă (dykeuri, filoane etc.). Dispoziția coșurilor vulcanice de pe aria lanțului vulcanic Harghita — Gurghiu — Căliman, privită fie pe hărți geologice fie pe cele geofizice, indică segmente din cîmpul de fracturi, aliniate discontinuu și orientate sub diferite unghiuri față de direcția majoră G_{13}. Este de presupus că discontinuitățile segmentelor amintite au putut fi cauzate de fracturile transversale de tip local (de exemplu, ca segmente vestice ale fracturilor locale 1_{5-8}) care străbat de la est spre vest catena Carpaților Orientali.

S-a insistat asupra dislocației crustale G_{13}, deoarece de cîmpul ei de fracturi se leagă activitatea postvulcanică a segmentului de eruptiv neogen de pe cuprinsul județului Harghita. Fenomenele postvulcanice din acest masiv se pot grupa, după D. Rădulescu (1962), în trei categorii: a) fenomene de metasomatoză hidrotermală (propilitizări, argilizări, sericitizări etc.); b) fenomene de circulație a soluțiilor mineralizante (însoțite sau nu de activități fumaroliene, solfatariene, geyseriene etc.) și c) fenomene de circulație mofetică postvulcanică. Primele două grupe afectează masivul eruptiv propriu-zis și ies din sfera de preocupări a lucrării. Ultimul, cel al circulației mofetice, postvulcanice, este mai puțin activ pe aria segmentului muntos vulcanic, dar prezintă o largă

răspîndire la exteriorul lui (A. P r i c ă j a n, 1969)[13]. Apare evident faptul că la procesul de prelucrare a gazului CO_2 din volumele care îl debitează și în cel de circulație laterală și spre suprafață, un rol important îl joacă întregul sistem de fracturi adînci. Fracturile de cuvertură îl preiau în continuare și îl redistribuie diferențiat ca intensitate pe ariile cunoscute prin observațiile de la suprafață sau în foraje.

În cele ce urmează se încearcă o corelare între structura geologică adîncă — reprezentată prin dislocațiile crustale, regionale și locale — cu zonele de apariție a mofetelor uscate, respectiv a apelor minerale carbogazoase, grupate pe cele patru aliniamente prezentate anterior (I—IV). Corelarea are un caracter convențional în stadiul actual de cunoaștere a activității mofetice și a ariilor de răspîndire a ivirilor de ape carbogazoase. Dacă informațiile viitoarelor cercetări vor deplasa centrul de greutate al ariilor actuale de maximă intensitate mofetică, aliniamentele propuse (I—IV) vor comporta modificări de formă și extindere sau, poate, corelarea va trebui reconcepută de o manieră mai complexă.

Ținînd seama de aceste considerații generale și specifice teritoriului județului Harghita, precum și de gruparea zonelor cu activitate mofetică intensă, respectiv cu apariții de zăcăminte și iviri de ape minerale carbogazoase pe aliniamentele I—IV descrise în capitolul precedent, se va încerca, în cele ce urmează, a se stabili legăturile ce par evidente între acestea și structura geologică adîncă din substratul regiunii (a se vedea planșa anexă).

a) Aliniamentul I, închis pe teritoriul de sud-est al județului, se situează pe aria de întretăiere a liniilor G_4, G_7, l_1 și l_3. Așa cum s-a presupus pentru partea sudică a aliniamentului, extins pe teritoriul județului Covasna (Ș t. A i r i n e i și A. P r i c ă j a n, 1970), difuziunea mofetică din acest sector ar fi asigurată în principal, de fracturile locale l_1 și l_3 care interceptează spre sud-vest, în Depresiunea Tg. Secuiesc, aliniamentul ruptural G_{13}.

b) Aliniamentul II străbate de la sud spre nord întreaga parte estică a județului Harghita, depășind și închizîndu-se la est pe aria județului Neamț. El se află axat pe linia locală longitudinală l_4, care din dreptul localității Ciucsîngeorgiu apare ca prelungire spre nord a fracturii regionale g_{25}, și care este interceptată de liniile locale transversale l_{5-8}. Pe segmentul Borsec — Bilbor, aliniamentul II este afectat și de dislocația crustală G_8. Sînt de făcut două observații în legătură cu aliniamentul II : ca formă, pe direcția meridiană se lărgește progresiv de la sud spre nord, și ca poziție, se află în cea mai mare măsură la exteriorul limitei estice cunoscute a aureolei mofetice.

Difuziunea mofetică pe aria aliniamentului II—intensă pe segmentul sudic (zona Toria — Cisar — Balvanioș pînă la Armășeni) și pe segmentul nordic (zona Tulgheș — Borsec — Bilbor), sporadică în partea centrală (Lunca de Sus, valea Sandui ș.a.) — este asigurată de sistemul de fracturi adînci, dintre care un rol activ l-ar juca liniile locale transversale

[13] *Op. cit.*, pct. 2

(l_{5-8}) și dislocația locală longitudinală l_4. Activitatea mofetică sporadică pe segmentul central al aliniamentului II s-ar datora fie sudurii actuale spre suprafață a faliilor adînci sau celor de cuvertură, fie debitului mare al unor straturi acvifere (de-a lungul limitei cristalin — depozite mezozoice), care preiau și anihilează CO_2.

c) Aliniamentul III, extins de-a lungul grabenului (jgheabului) de fundament deblocat de fracturile regionale g_{25} și g_{26}, este axat pe cursurile superioare ale văilor Oltului și Mureșului. Fundamentul grabenului — pe suprafața căruia s-au instalat și format depresiunile intramontane ale Ciucului și Gheorghenilor — este traversat de dislocațiile crustale G_{13} și G_8 și puternic fragmentat de numeroase falii locale transversale. Întregul sistem de falii a conferit jgheabului de fundament a mobilitate mare, preponderent de subsidență, fapt atestat de grosimea mare a depozitelor sedimentare noi, cu intercalații relativ groase de piroclastite, care au colmatat depresiunile (Șt. Airinei și colab., 1965). Activitatea mofetică internă cunoscută de-a lungul acestui aliniament lasă să se întrevadă că fundamentul jgheabului ar avea și în prezent o oarecare mobilitate, ceea ce ar indica situația că, cel puțin în unele părți, segmente de fracturi adînci nu sînt sudate complet. Difuziunea mofetică este preluată în mod direct din cîmpul de fracturi G_{13} și indirect de fracturile locale transversale, asigurînd, în totalitate, o circulație activă de-a lungul întregului jgheab. Este de semnalat faptul caracteristic depresiunilor intramontane cu depozite de colmatare groase, că difuziunea mofetică are loc în întregul volum sedimentar permeabil.

d) Aliniamentul IV, închis pe aria de sud-vest a județului se situează pe zona de întretăiere a cîmpului de fracturi G_{13} cu dislocațiile crustale G_8 și G_9. Aria aliniamentului IV este singura cunoscută pînă în prezent cu activitate mofetică postvulcanică la vest de lanțul eruptiv nou Harghita — Căliman. Difuziunea mofetică este probabil realizată de falii locale adînci (nedefinite geofizic) și de cele de cuvertură care afectează pînă la suprafață cuvertura sedimentară. Abundența gazului CO_2 în sondele de la Bențid, asociat cu gazele nobile He și Ar, ca produse ale activității postvulcanice, deschide posibilitatea extinderii lor de-a lungul întregului flanc vestic al lanțului eruptiv Harghita — Căliman (I. Oltean, 1970). În felul acesta, aliniamentul IV s-ar extinde mult la nord, pe rama estică a Depresiunii Transilvaniei.

CONCLUZII

Sintetizînd observațiile mai importante deduse din analiza raporturilor de corelație dintre sistemul fracturilor adînci cu aliniamentele de-a lungul cărora are loc circulația activă a mofetelor postvulcanice, respectiv a zăcămintelor și ivirilor de ape minerale carbogazoase, rezultă următoarele concluzii în deplin acord cu cele expuse în lucrarea precedentă (Șt. Airinei și A. Pricăjan, 1970):

a) Prezenţa în adîncime a unui aflux puternic de emanaţii mofetice, în circulaţie activă de-a lungul cîmpului de fracturi G_{13}, preluat şi difuzat lateral şi spre suprafaţă de ansamblul de fracturi regionale, locale şi de cuvertură.

b) Mobilitatea diferenţiată, pe segmente, a fracturilor regionale (g_{25} şi g_{26}) şi locale (l_1, l_3 şi l_{4-8}), reflectată indirect de circulaţia mofetelor uscate pe care le conduc preferenţial de-a lungul aliniamentelor I—IV, aliniamente definite la suprafaţă tocmai ca efect al lor.

c) Rolul activ al faliilor de cuvertură în procesul de preluare şi difuziune la suprafaţă a mofetelor uscate, precum şi în procesul de interferare şi de impregnare a acestora cu apele vadoase diferenţiate hidrochimic (proces care stă la baza genezei şi evoluţiei hidrochimice a apelor minerale carbogazoase).

d) Conturarea unor zone noi, de perspectivă, pentru mofete uscate sau rezervoare de ape minerale carbogazoase, fie în extinderea zonelor în exploatare, fie pe segmentele aliniamentelor I—IV, unde manifestările mofetice sau ivirile de ape minerale carbogazoase sînt cunoscute deocamdată în mod sporadic.

Manifestările mofetice sporadice sau lipsa lor aparentă de pe unele segmente ale aliniamentelor sau dintre aliniamente se pot explica cel puţin prin două cauze : 1) existenţa unor pachete de roci ecran care împiedică difuziunea spre suprafaţă a emanaţiilor mofetice şi 2) obturarea parţială sau la diferite niveluri a căilor de acces ale acestora de la adîncime spre suprafaţă. Credem că cercetările viitoare pentru descoperirea de rezerve noi de CO_2 liber sau de ape minerale carbogazoase ar trebui să aibă în vedere aceste observaţii.

De altfel, apreciem la fel ca în lucrarea precedentă (Şt. Airinei şi A. Pricăjan, 1970), că concluziile de atunci şi de acum se găsesc la un stadiu calitativ şi că ele pot deveni obiective de studii cantitative. Studiile cantitative ar trebui realizate la început prin cercetări de detaliu pe spaţii restrînse ; ele ar avansa progresiv şi ar acoperi în final întreaga arie a aureolei mofetice a eruptivului nou. Pentru aceasta ar fi necesar să se conceapă un aparataj de observaţie adecvat şi o metodică de lucrú corespunzătoare.

De rezolvarea cantitativă a problemelor pe care le ridică concluziile ambelor lucrări depinde cunoaşterea mai aprofundată a circulaţiei mofetice postvulcanice (dacă debitul de CO_2 este constant, regresiv sau pulsatoriu) ; a raporturilor de mobilitate a fracturilor adînci şi de cuvertură (în corelaţie cu mişcările recente ale scoarţei) ; a difuziunii gazului CO_2 la suprafaţă (în corelaţie cu condiţiile geologice locale şi de suprafaţă) ; a interferenţei şi impregnării gazului CO_2 cu apele subterane (privind geneza şi evoluţia hidrochimismului apelor minerale carbogazoase) şi, în fine, a posibilităţilor de definire şi delimitare a ecranelor stratigrafice (în colaborare cu metode de prospecţiune geofizică), care, indirect, ar da indicaţii şi ar localiza ariile de prognoză cu rezerve potenţiale de CO_2 şi a unor niveluri acvifere corespunzătoare hidrochimic, înmagazinate în subsolul imediat al regiunii, şi anume în zonele de emergenţă activă a gazului CO_2.

CORRÉLATIONS ENTRE LA STRUCTURE GÉOLOGIQUE PROFONDE ET L'AURÉOLE MOFETTIQUE DU DÉPARTEMENT DE HARGHITA CONCERNANT LES ZONES D'APPARITION DES EAUX MINÉRALES CARBOGAZEUSES

RÉSUMÉ

Les auteurs ont entrepris une nouvelle tentative de corrélation entre la structure géologique profonde du district de Harghita et les zones où apparaissent des mofettes sèches postvolcaniques et des gisements ou affleurements d'eaux carbogazeuses. De même que le système antérieurement décrit pour le département de Covasna, ici le système de fractures profondes est constitué par des dislocations crustales (G_4, G_7, G_8, G_9, et G_{13}), régionales (g_{25} et g_{26}) et locales (l_1, l_3 et l_{4-8}). Le rôle du système de fractures profondes a été de conditionner l'évolution géologique de la région et de créer les rapports actuels entre son substratum et les unités structurales majeures. De nombreuses failles de couverture se sont formées pendant l'évolution de ces rapports. A l'heure actuelle les failles profondes et les failles de couverture constituent, dans leur système d'ensemble, les voies d'accès et de distribution, latérale et vers la surface, des émanations postvolcaniques cantonnées dans le segment Harghita-Căliman de la chaîne volcanique. Les zones d'apparition des mofettes sèches et des eaux minérales carbogazeuses sont distribuées le long de quatre alignements orientés approximativement N—S (voir la planche).

L'analyse du rapport de corrélation entre le système de fractures profondes et les zones de circulation active des mofettes sèches postvolcaniques — respectivement les gisements et affleurements d'eaux minérales carbogazeuses — conduit aux conclusions suivantes: 1) présence d'un puissant afflux d'émanations le long du champ de fractures Harghita-Căliman (G_{13}) de l'éruptif néogène, recueillies et diffusées latéralement et vers la surface par le système de fractures crustales, régionales, locales et de couverture; 2) degrés différenciés de mobilité des fractures régionales (g_{25} et g_{26}) et locales (l_1, l_3, l_{4-8}); 3) rôle important des failles de couverture dans le processus d'absorption et de diffusion des mofettes sèches vers la surface, ainsi que dans celui de leur imbibition d'eaux vadeuses différenciées hydrochimiquement (processus qui se trouve à la base de la genèse et de l'évolution hydrochimique des eaux minérales carbogazeuses); 4) délimitation de nouvelles zones présentant des perspectives en tant que mofettes sèches ou réservoirs d'eaux minérales carbogazeuses, soit en extension des zones déjà mises en exploitation, soit sur les segments des alignements I—IV où l'on ne connaît jusqu'ici que sporadiquement des manifestations mofettiques ou des affleurements d'eaux minérales carbogazeuses.

Les conclusions ci-dessus ont un caractère qualitatif. Les auteurs suggèrent une étude permettant d'apporter une solution quantitative des problèmes posés sous cet aspect. Ils soulignent la nécessité de créer,

dans ce but, un appareillage d'observation approprié et d'établir une méthode de travail adéquate.

BIBLIOGRAFIE

Airinei Șt., Gheorghiu C., Iancu M., Ilie I. (1965), *Considerații asupra evoluției geologice și geomorfologice a Depresiunii Ciucului*, S.Ș.N.G., Com. geol., **III**, 19—37.

Airinei Șt., Pricăjan A. (1970), *Corelații între structura geologică adîncă și aureola mofetică din județul Covasna, cu privire la zonele de apariție a apelor minerale carbogazoase*, Bul. Soc. șt. geol. Rom., **XII**, 173—185.

Banyai I. (1963), *Geochimia sedimentelor de ape minerale din zona Harghita*, Asoc. geol. carp.-balc., Congr. al V-lea București, 1961, **V**, 5—16.

Botezatu R., Dumitru St., Visarion M. (1965), *Caracteristicile reflectării în anomalii gravimetrice a formelor structurale din nord-estul R. S. România*, Bul. I.P.G.G., **XIII**, 35—43.

Ciupagea D., Paucă M., Ichim Tr. (1970), *Geologia Depresiunii Transilvaniei*, Edit. Academiei R. S. România, București.

Mihail Cr. (1970), *Adîncimea și relieful fundamentului bazinului Gheorgheni deduse din date electrometrice*, Inst. geol., St. tehn. econom., Seria D (Prospecțiuni geofizice), **VII**, 261—271.

Oltean I. (1970), *Principalele particularități ale zăcămintelor de gaz metan din Depresiunea Transilvaniei*, Bul. Soc. șt. geol. Rom., **XII**, 17—27.

Pricăjan A. (1970), *Tipuri principale de zăcăminte de ape minerale din România*, Bul. Soc. șt. geol. Rom., **XII**, 383—387.

Rădulescu D. (1962), *Probleme ale vulcanismului terțiar în Munții Călimani — Gurghiu — Harghita*, St. cerc. geol., **VII**, *2*, 355—368.

Rădulescu D., Borcoș M. (1968), *Vedere de ansamblu asupra evoluției vulcanismului neogen din România*, An. Com. Stat Geol., **XXXVI**, 143—158.

Slavoacă D., Avramescu C. (1956), *Observații geologice, litologice și hidrogeologice în masivul Sf. Ana (M. Bodocului)*, Com. Acad. R.P.R., **VI**, *3*, 465—470.

Suceava M., Proca A., Fotopolos S. (1968), *Anomalia gravității în munții vulcanici Călimani-Gurghiu — Harghita*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geofizică, **VI**, *2*, 147—159.

Visarion M. (1963), *Cercetări gravimetrice pentru roci ultrabazice în regiunea Jolotca (Ditrău)*, S.Ș.N.G., Com. geol., **III**, 111—122.

Primit în redacție la 8 mai 1972

Facultatea de geologie-geografie
Universitatea din București
Ministerul Minelor, Petrolului și Geologiei

CONSIDERAȚII ASUPRA VÎRSTEI „COMPLEXULUI DE MARNE ȘI GRESII CALCAROASE (=STRATE DE PÎRÎUL MOGOȘULUI)" LA OBÎRȘIA VĂII DOFTANEI ȘI A VĂII TÎRLUNGULUI

DE

EMIL AVRAM

55(05)

Flișul mezocretacic din regiunea menționată în titlu, a cărui faună face obiectul acestei note, a fost separat în literatura geologică mai recentă sub diferite nume: „fliș grezos" (G. Murgeanu și colab., M. G. Filipescu și colab., 1961); „complex de marne și gresii calcaroase (strate pe Pîrîul Mogoșului)" (Gr. Popescu, 1958; apoi E. Avram și V. Matei, 1964; M. Ștefănescu, E. Avram și Marina Ștefănescu, 1965); „complex de gresii calcaroase și marne" (Alina-Ancuța Popovici, 1969).

Complexul de marne și gresii calcaroase sau stratele de Pîrîul Mogoșului reprezintă termenul inferior al seriei de depozite, de vîrstă în general albiană, denumite în 1958 de geologul Gr. Popescu „serie de Bobu", care a fost identificată în bazinul văii Doftanei și al văii Teleajenului (și urmărite în ultimul timp pînă în nordul Carpaților Orientali în lungul subunității tectonice externe a unității de Ceahlău). După descrierea dată de autor, complexul este format din marne nisipoase și gresii cenușii dure, rareori curbicorticale și cu hieroglife sporadice, alături de care apar marne nisipoase în plăci și lentile de gresii masive.

Pînă în 1958, în acest complex nu a fost găsită faună. Vîrsta albiană sau apțian superior-albiană i-a fost atribuită prin paralelizare cu formațiuni mai înzestrate din punct de vedere paleontologic sau pe baza raporturilor geometrice cu formațiuni fosilifere.

După anul 1958, în stratele de Pîrîul Mogoșului au fost găsite fosile, începînd cu *Leymeriella* (*Leymeriella*) *tardefurcata* (d'ORB.) recoltată de Gr. Popescu din Cheile Teșilei la gura văii Vlădișor (după G. Murgeanu și colab., M. G. Filipescu și colab., 1961). Aceeași specie (*Leymeriella* (*L.*) *tardefurcata*, *L.* (*L.*) *tardefurcata densicostata Spath*)[1]

[1] Exemplare comunicate de M. Ștefănescu, E. Avram și Marina Ștefănescu în 1965, dar figurate pentru prima oară în nota de față. Ele sînt păstrate în colecția Institutului geologic.

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 17, nr. 2, p. 259–269, București, 1972

a fost găsită și de M i h a i Ș t e f ă n e s c u pe valea Doftanei în aval de Cheile Teșiliei (la 1,5 km sud de gura văii Vlădișor) împreună cu exemplare prost păstrate de *Puzosia*.[2] Cîteva fosile mai puțin caracteristice — auceline și fragmente de *Puzosia* — au fost semnalate în bazinul văii Negrașului (afluent pe stînga văii Doftanei la Trăisteni) (E. A v r a m și V. M a t e i, 1964). În sfîrșit, în 1969, A l i n a - A n c u ș a P o p o v i c i a precizat vîrsta albian inferioară a complexului (inclusiv zona cu *Douvilleiceras mammillatum*), admițînd existența probabilă a „unor treceri" de vîrstă către apțianul superior și către partea inferioară a albianului mediu; în favoarea existenței părții superioare a albianului inferior autoarea a citat speciile: *Inoceramus salomoni* d'Orb. și *Prohelicoceras* cf. *anglicus* Spath ca și exemplare sau fragmente de *Neohibolites* (*N. minimus* Sow. ș. a.) recoltate din valea Păltinoasa, valea Vlădișor și Cheile Teșilei.

Aceste fosile arată indiscutabil apartenența la albianul inferior a complexului de marne și gresii calcaroase. Datorită grosimii mari a pachetului de depozite aflat sub nivelul fosilifer, în valea Doftanei, la sud de Cheile Teșilei, a fost considerată probabilă prezența, în baza sa, a apțianului (M. Ș t e f ă n e s c u, E. A v r a m și M a r i n a Ș t e f ă n e s c u, 1965). Un exemplar de *Acanthohoplites* sp. recoltat de M. Ș t e f ă n e s c u în valea Doftanei, imediat la nord de confluența cu valea Vlădișor (sub punctul fosilifer al geologului G r. P o p e s c u), părea să confirme această ipoteză. Asupra localizării pachetului din care a fost recoltat acest amonit vom reveni mai jos.

Se observă că majoritatea fosilelor citate pînă acum provin dintr-o singură zonă — valea Doftanei în Cheile Teșilei sau în apropierea lor.

Cercetările recente pe care le-am efectuat în acest complex de strate, mai la nord, ne-au permis să recoltăm din bazinul văii Tîrlungului, din Valea Neagră (afluent pe stînga al văii Doftanei) și dintr-unul din punctele fosilifere mai vechi din bazinul văii Negrașului, cîteva exemplare de amoniți care permit stabilirea mai precisă a vîrstei complexului la partea sa inferioară.

Aproape toate fosilele care au fost găsite în lungul văii Doftanei la sud de Cheile Teșilei provin de pe marne șistoase grezoase cenușii, intercalate între depozitele grezoase ale stratelor de Pîrîul Mogoșului. Acestea se întîlnesc în Cheile Teșilei în apropiere de gura văii Vlădișor, formînd un pachet mai gros, iar pe valea Paltinului și în punctul fosilifer situat la 2 km la nord de ea apar în cadrul unei succesiuni în general mai grezoase. Către nord, la obîrșia văii Tîrlungului, ele sînt din nou predominante, constituind un pachet ce se poate urmări continuu din valea Tîrlungului spre est pînă la sud de pasul Bratocea. Aici, pachetul de marne grezoase în plăci, cu intercalații subordonate de gresii micacee moi, formează evident baza complexului de marne și gresii calcaroase și are o grosime de circa 500 m. La partea sa superioară el cuprinde din ce în ce mai multe gresii cenușii-negricioase, micacee, în strate de la 5 la 50 cm, formînd megaritmuri predominant grezoase, în alternanță cu megaritmuri în care revine, mai mult sau mai puțin dezvoltat, faciesul marnos. În acest

[2] Din același punct am recoltat mai recent un exemplar de *Leymeriella* (L.) cf. *bogdanovitschi* Glazunova.

pachet superior se intercalează la diferite nivele gresii calcaroase masive, în general lenticulare[3].

În cadrul succesiunii descrise, pe valea Tîrlungului la 300 m amonte de confluența cu valea Obîrșiei și la aproximativ 100 m grosime stratigrafică de la baza pachetului marnos inferior, am găsit un exemplar de *Leymeriella (L.) tardefurcata*; pe valea Cailor, la circa 150 m aval de prima intercalație de gresie masivă (gresia masivă care coboară din vîrful Bobu Mic), dintr-un nivel format din marne șistoase și gresii micacee cenușii-negricioase, am recoltat *Douvilleiceras* sp., *Puzosia* sp. și numeroși inocerami, puternic deformate prin tasarea depozitului în care au fost cuprinse.

Fauna citată permite încadrarea pachetului marnos-șistos la albianul inferior (zona cu *Leymeriella* (*L.*) *tardefurcata*), iar pachetul de depozite superior acestuia, care conține *Douvilleiceras* sp., aparține probabil zonei superioare (cu *Douvilleiceras mammillatum*) a albianului inferior. Se poate susține astfel vîrsta albiană inferioară pentru depozitele ce aflorează în baza complexului de marne și gresii calcaroase, la obîrșia văii Tîrlungului, pe circa 600 m grosime stratigrafică.

Către sud, în valea Negrașului, complexul este format dintr-o alternanță monotonă de gresii calcaroase cenușii, micacee, frecvent de 5—50 cm grosime, și marne care, uneori, revin la aspectul plăcos atît de caracteristic în valea Tîrlungului. Există o similitudine litologică evidentă între depozitele care aflorează pe valea Negrașului și cele din valea Cailor, de deasupra pachetului cu marne în plăci. O brecie cu elemente aplatisate de marnocalcare cenușii, alterate albicios, și de gresii, al cărei ciment îl formează gresia cenușie micacee comună în stratele de Pîrîul Mogoșului, și care se întîlnește atît pe valea Negrașului (la 400 m amonte de gura Pîrîului Urșilor, în malul stîng), cît și pe valea Cailor (la limita superioară a pachetului de marne în plăci) fac și mai pregnantă asemănarea.

O brecie cu elemente moi, intercalată într-un pachet cu gresii micacee și cu marne nisipoase în plăci pe valea Cucioaia, la aproximativ 150 m amonte de confluența cu valea Negrașului, ne-a furnizat mai de mult (E. Avram și V. Matei, 1964) cîteva fosile mai puțin caracteristice. În momentul de față deținem din același punct impresiunea părții laterale a unui specimen de *Leymeriella* sp. Acest punct fosilifer este situat la circa 350 m grosime stratigrafică sub gresiile masive din Cheile Negrașului.

După fosilele prezentate, ținînd seama și de faptul că, în stratele de Podu Vîrtos subjacente au fost găsiți amoniți arătînd vîrsta clansayesiană (E. Avram și V. Matei, 1964), se poate susține instalarea faciesului stratelor de Pîrîul Mogoșului o dată cu începutul albianului, în partea de nord a regiunii.

Mai la sud, în Cheile Teșilei, are loc de asemenea o schimbare de facies la nivelul limitei apțian-albian: exemplarul de *Acanthohoplites* sp. menționat mai sus a fost recoltat dintr-un pachet cu multe gresii înguste și siltite, situat imediat sub punctul fosilifer cu *Leymeriella*, din apropiere de gura văii Vlădișor, și care amintește mai mult faciesul depozitelor de

[3] Prezența lor în cadrul complexului a fost semnalată de Gr. Popescu (1958), iar cartarea lor amănunțită s-a făcut, în parte, de autorul acestei note și, în parte, în cadrul unor lucrări de prospecțiune efectuate de echipe ale Întreprinderii de prospecțiuni și laboratoare (G.r. Popescu și echipa, 1962; M. Ștefănescu și echipa, 1963, Rapoarte geologice, arhiva Întreprinderii geologice de prospecțiuni).

vîrstă clansayesiană din valea Prahovei şi din valea Doftanei la nord de Trăisteni (stratele de Podu Vîrtos); apariţia la suprafaţă a acestui pachet în zona de dezvoltare a stratelor de Pîrîul Mogoşului este cu siguranţă de natură tectonică.

După datele expuse, pachetul-bazal al stratelor de Pîrîul Mogoşului, format din marne grezoase în plăci, are valoare de reper litologic, prin apariţia sa constantă la acelaşi nivel stratigrafic. Extinderea sa mai mare numai în extremităţile zonei de dezvoltare (din regiunea cercetată) a complexului — la obîrşia văii Tîrlungului şi imediat la sud de Cheile Teşilei — se explică prin sedimentarea mai puţin activă, în albian, în aceste puncte (confirmată de reducerea grosimii complexului către nord şi către sud de aliniamentul Valea Neagră — Muntele Babeş). În Valea Neagră aceste marne apar de asemenea la acelaşi nivel, dar formînd o singură secvenţă în cadrul unei succesiuni care nu mai este caracteristică stratelor de Pîrîul Mogoşului.

În profilul Văii Negre, de la confluenţa cu valea Dinţeasa spre amonte, se întîlnesc stratele de Podu Vîrtos, formate din marne micacee cenuşii în alternanţă cu gresii subţiri micacee şi mai rar marnocalcare sideritice, care spre partea superioară trec la un pachet de marne grezoase cenuşii sau negricioase, micacee. În aceste marne se intercalează gresii groase pînă la 1—1,5 m, plăcoase, cu plaje de mică (formînd un pachet ce se poate urmări spre sud în versantul din stînga văii Doftanei către Vîrful cu Brazi) şi, într-un singur punct — la circa 1 km spre amonte de confluenţa cu valea Dinţeasa — marne grezoase cenuşii, în plăci, asemănătoare celor care formează baza stratelor de Pîrîul Mogoşului. Din ele am recoltat un exemplar de *Leymeriella (L.) tardefurcata densicostata* Spath, împreună cu alte cîteva fragmente de *Leymeriella*. Deasupra nivelului cu fosile, în acelaşi pachet, intervine şi o intercalaţie lenticulară de conglomerate poligene, conţinînd diferite tipuri de calcare şi, subordonat, gnaise, cuarţite etc[4]. Continuînd profilul pe Valea Neagră spre amonte, flişul micaceu devine mai puţin grezos, în el intercalîndu-se şi siderite. Contactul cu gresiile masive din stratele de Pîrîul Mogoşului se face aici printr-o falie.

Întrucît acest fliş micaceu nu are elemente litologice comune cu stratele de Mogoş ci, dimpotrivă, prin abundenţa micei şi prezenţa sideritelor, este legat de stratele de Podu Vîrtos, l-am considerat ca aparţinînd acestora din urmă. Pe Valea Neagră, deci, baza complexului de marne şi gresii calcaroase este situată deasupra limitei apţian-albian.

În concluzie, pe baza fosilelor prezentate se poate susţine vîrsta numai albiană a părţii inferioare a complexului de marne şi gresii calcaroase, în bazinul văii Doftana. Pe unele profile limita sa inferioară se situează chiar mai sus, în cadrul Albianului.

Un alt fapt demn de semnalat este grosimea mare a depozitelor care aparţin albianului inferior. Luînd ca reper intercalaţia de gresie masivă de sub care am recoltat fosilele de pe valea Cailor şi care se pot urmări pe direcţie pînă în Muntele Bobu Mic, se observă creşterea grosimii complexului (sub gresiile indicate mai sus) de la nord către sud:

[4] În măsura în care aceste conglomerate reprezintă ultimele apariţii către est ale conglomeratelor din Pietrele Dinţilor (orizontul Teslei) ele indică vîrsta albiană cel puţin pentru partea superioară a acestora din urmă.

ea atinge numai 600 m pe valea Cailor și depășește 1 500 m pe aliniamentul Valea Neagră — Muntele Babeș. Aliniamentul menționat marchează astfel zona de depunere cea mai activă în bazinul de formare a seriei de Bobu.

DESCRIEREA PALEONTOLOGICĂ

Genul **Leymeriella** Jacob, 1907

Leymeriella (Leymeriella) tardefurcata (d'Orb.)

(pl. I, fig. 2—4)

1840—1841 *Ammonites tardefurcatus* Leymerie, d'Orbigny, p. 248, pl. LXXI, fig. 45.
1908 *Hoplites (Leymeriella) tardefurcatus* Leym., Jacob, p. 52, pl. VII, fig. 9—12.
1953 *Leymeriella tardefurcata* Leym., Glazunova, p. 57, pl, XIII, fig. 1—2.
1967 *Leymeriella (Leymeriella) tardefurcata* (d'Orb.) Kalcieva-Ilieva, p. 25, pl. I, fig. 1—10.
1967 *Leymeriella (Leymeriella) tardefurcata* (Leym.), Dimitrova, p. 197, pl. XCII, fig. 5—7.

Material: 3 exemplare strivite, dar care pot fi atribuite fără dubiu acestei specii, datorită ornamentației caracteristice — coaste ușor sinuoase, în număr de aproximativ 35 pe ultimul tur, bifurcate în treimea externă a flancurilor și care, în regiunea ventrală, se întrerup brusc, formînd clave.

Două dintre aceste exemplare (I.G. 7 001) au fost recoltate de M. Ștefănescu din malul stîng al văii Doftanei, la circa 2 km spre amonte de confluența acesteia cu valea Paltinului[5]. Al treilea (I.G. 7 000), din colecția autorului, provine din valea Tîrlungului (semidebleul șoselei), la circa 1 300 m spre amonte de confluența cu valea Cailor.

Leymeriella (Leymeriella) tardefurcata densicostata Spath

(pl. I, fig. 5—6)

1908 *Leymeriella tardefurcata* Leym. sp. var., Jacob, p. 53, pl. VII, fig. 13 a, b

[5] Exemplare comunicate de M. Ștefănescu, E. Avram și Marina Ștefănescu în 1965, fără figurație și descriere.

1957 *Leymeriella (Leymeriella) tardefurcata* var. *densicostata* Spath, Casey, p. 47, pl. 9, fig. 7, pl. 10, fig. 9,12

Material : 2 exemplare turtite dintre care unul incomplet.

Ambele specimene arată caractere ornamentale asemănătoare : coaste mai flexuoase şi mai puţin puternice decît la exemplarele tipice ale speciei, bifurcate la exterior de jumătatea flancurilor, în număr de circa 14 pe 1/4 tur la exemplarul incomplet şi de 45 pe ultimul tur al celuilalt exemplar. Acesta din urmă nu se încadrează bine din acest punct de vedere în definiţia subspeciei (după J a c o b numărul coastelor este de 50—55 pe tur), dar se apropie totuşi de aceasta datorită caracterului foarte flexuos şi reliefării mai slabe a coastelor.

Exemplarul fragmentar (I.G. 7 003)[6], din colecţia M. Ş t e f ă n e s c u, a fost recoltat din malul stîng al văii Doftanei, din depozite aparţinînd complexului de marne şi gresii calcaroase. Celălalt (I.G. 7 002) provine din pachetul grezos, micaceu, de la partea superioară a stratelor de Podu Vîrtos din Valea Neagră.

Subspecia este cunoscută din Franţa (Isère) şi Anglia, în zona *tardefurcata*.

Leymeriella (Leymeriella) cf. bogdanovitschi Glazunova

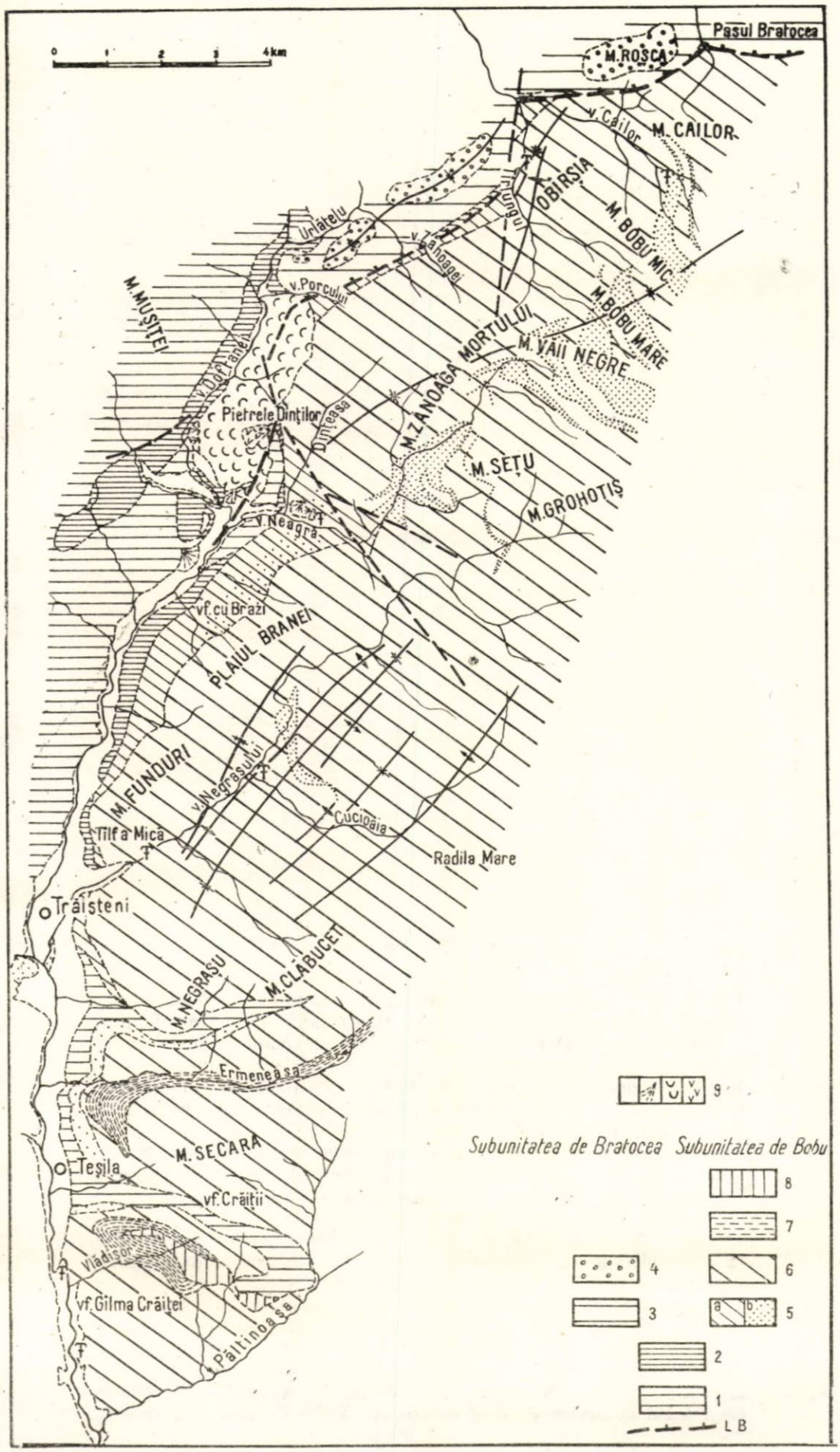
(pl. I, fig. 7)

Material : un singur exemplar, recoltat din valea Doftanei, conservat ca impresiune în marnă.

Acesta prezintă cochilia aproape evolută, cu coaste rare (circa 28 pe ultimul tur), proverse, aproape rectilinii, care îşi reduc înălţimea pe mijlocul flancurilor ; ultimele coaste de pe turul matur (la o înălţime a acestuia de 7—8 mm) se lăţesc în apropierea de marginea externă a flancurilor, căpătînd un aspect vag „tardefurcat".

Fig. 1. — Harta răspîndirii complexului de marne şi gresii calcaroase în bazinul văii Doftanei şi al văii Tîrlungului (după datele autorului şi, de la localitatea Trăisteni spre sud, după harta la scara 1 : 100 000 a Comitetului geologic).
Subunitatea de Bratocea : *1*, stratele de Sinaia (valanginian-hauterivian) ; *2*, complexul superior, cu brecii, al stratelor de Sinaia şi stratele de Comarnic (barremian) ; *3*, complexul marno-grezos ruginiu (apţian) ; *4*, orizontul Teslei (apţian superior-? albian inferior). **Subunitatea de Bobu** : *1* şi *2* ca mai sus ; *5a*, stratele de Podu Vîrtos (Clansayesian-albian inferior) ; *5b*, gresii masive (în apţian) ; *6* complexul de marne şi gresii calcaroase (stratele de Pîrîul Mogoşului) (albian inferior) ; *7*, complexul marno-grezos micaceu, cu siderite (albian superior) ; *8*, vraconian ; *9*, depozite cuaternare (depozite aluviale, proluviale, alunecări de teren, depozite coluviale) ; *F*, puncte fosilifere ; *LB*, linia de şariaj a subunităţii de Bratocea.

[6] *Ibidem.*



Pasul Bratocea
M. ROSCA
M. CAILOR
v. Cailor
OBIRSIA
M. BOBU MIC
M. BOBU MARE
M. VAII NEGRE
M. ZANOAGA MORTULUI
M. SEȚU
M. GROHOTIȘ
Urlătelu
v. Zanoagei
v. Porcului
M. MUȘIȚEI
v. Doftanei
Pietrele Dinților
Dințeasa
v. Neagra
vf. cu Brazi
PLAIUL BRANEI
M. FUNDURI
v. Negrașului
Cucioaia
Radila Mare
Tilfa Mică
Trăisteni
M. NEGRAȘU
M. CLĂBUCET
Ermeneasa
M. SECARA
Teșila
vf. Crăiții
Vlădișor
vf. Gîlma Crăiței
Păltinoasa
0 1 2 3 4km
9
Subunitatea de Bratocea
Subunitatea de Bobu
8
7
4
6
3
5
2
1
LB

Fig. 1.

PLANȘA I

Fig. 2, 3. — *Leymeriella* (*Leymeriella*) *tardefurcata* (d'Orb.); × 1. Colecția M. Ștefănescu (I G. 7 001). Complexul de marne și gresii calcaroase. Valea Doftanei la 2 km nord de confluența cu valea Paltinului.

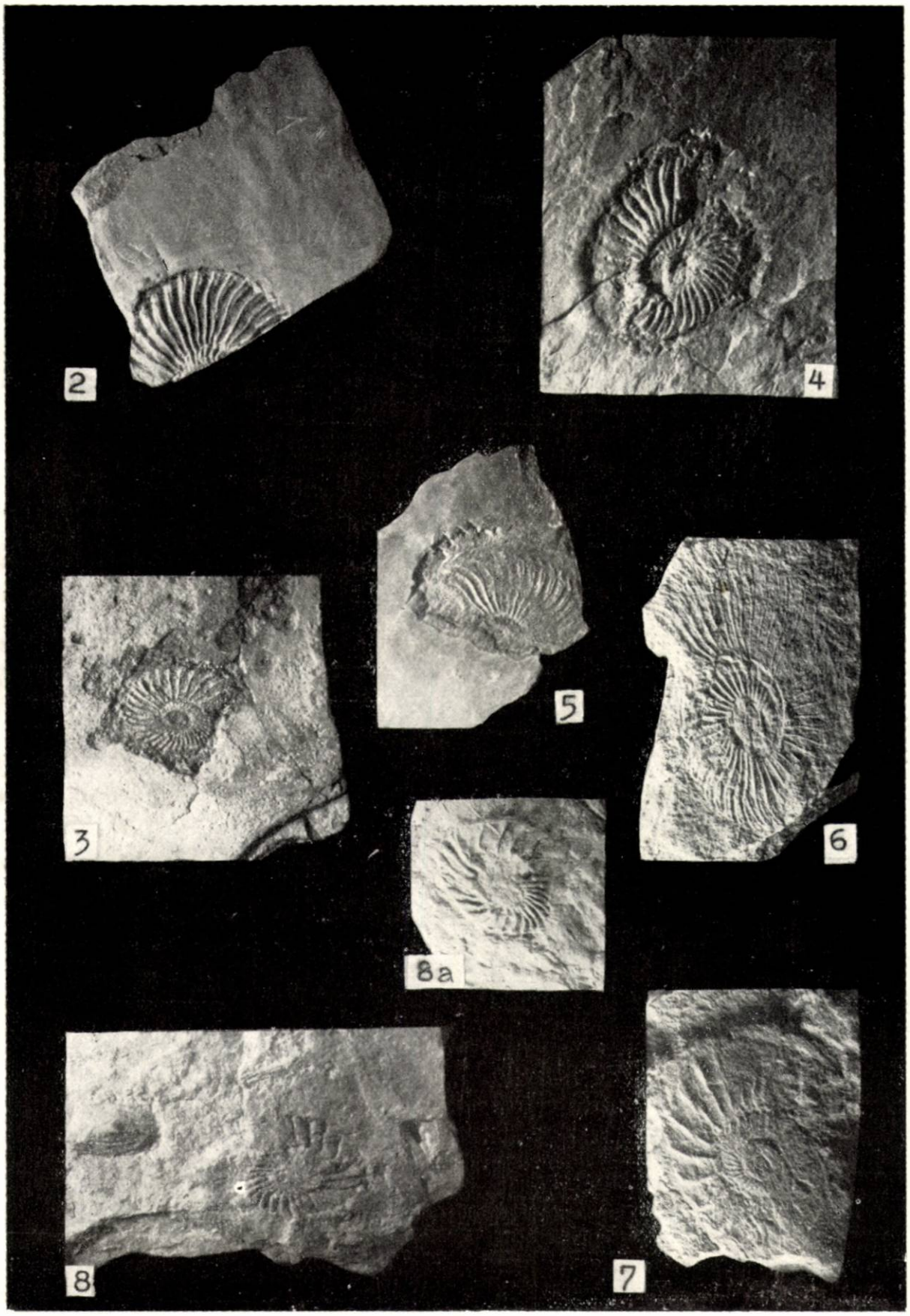
Fig. 4. — *Leymeriella* (*Leymeriella*) *tardefurcata* (d'Orb.); × 1. Colecția E. Avram (I.G. 7 000). Baza complexului de marne și gresii calcaroase. Valea Tîrlungului.

Fig. 5. — *Leymeriella* (*Leymeriella*) *tardefurcata densicostata* Spath; × 1. Colecția M. Ștefănescu (I.G. 7 003). Complexul de marne și gresii calcaroase. Valea Doftanei la 2 km nord de confluența cu valea Paltinului.

Fig. 6. — *Leymeriella* (*Leymeriella*) *tardefurcata densicostata* Spath; × 1,35. Colecția E. Avram (I. G. 7 002). Pachetul grezos de la partea superioară a stratelor de Podu Vîrtos din Valea Neagră.

Fig. 7. — *Leymeriella* (*Leymeriella*) cf. *bogdanovitschi* Glasunova; × 1,35. Colecția E. Avram (I. G. 6 999). Complexul de marne și gresii calcaroase. Valea Doftanei la 2 km nord de confluența cu valea Paltinului.

Fig. 8. — *Leymeriella* sp.; × 1. Colecția E. Avram (I.G. 6 997). Complexul de marne și gresii calcaroase. Valea Cucioaia. 8a = mulaj.


2
4
5
3
6
8a
8
7

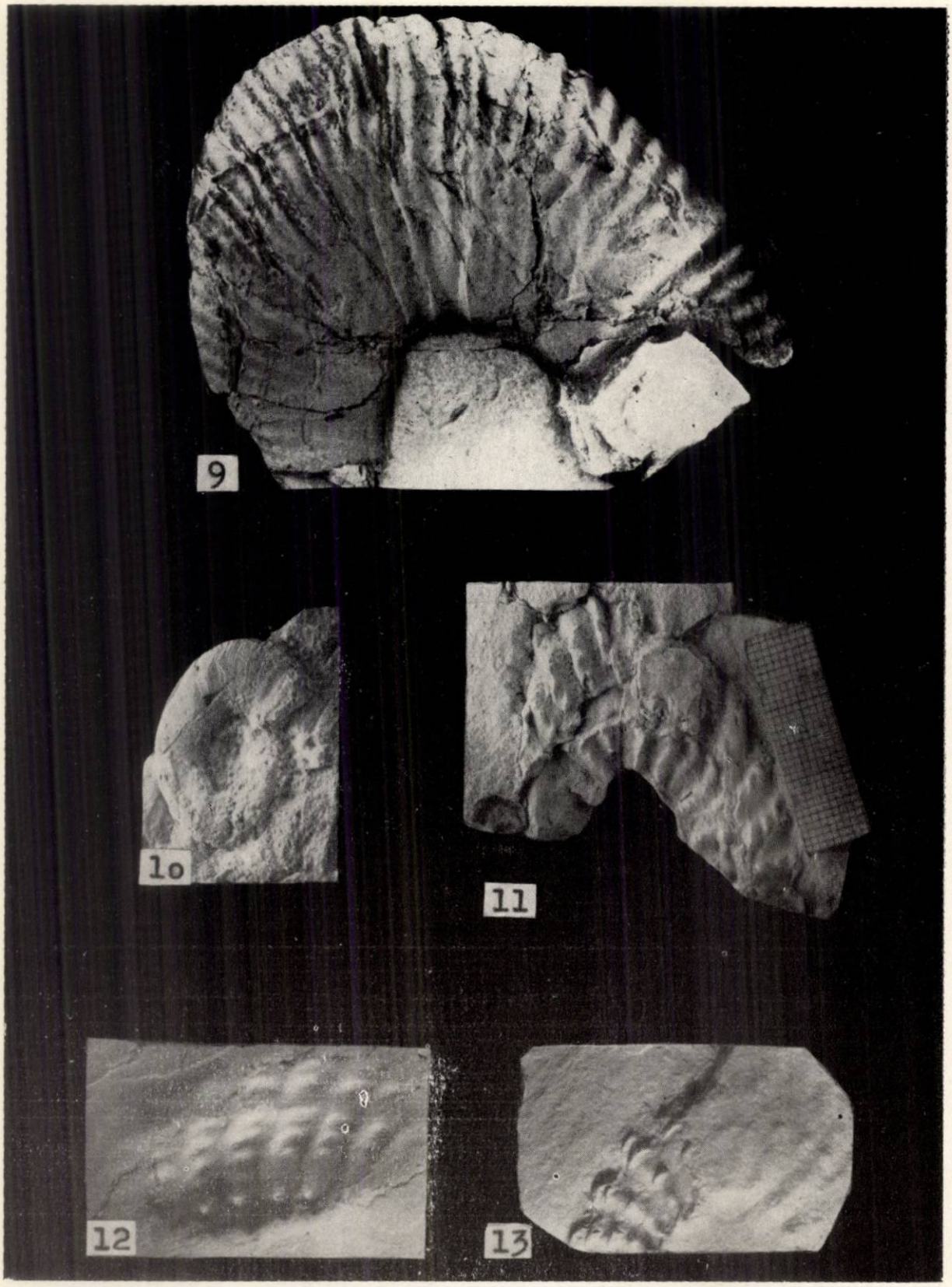


Fig. 9,10. — *Puzosia* sp. ; × 1. Colecția E. Avram (I. G. 6 995). Complexul de marne și gresii calcaroase. Valea Cailor.

Fig. 11, 12, 13. — *Douvilleiceras* sp. ; × 1. Colecția E. Avram (I.G. 6 996). Complexul de marne și gresii calcaroase. Valea Cailor.

Dimensiuni aproximative :

Ø = 20,5 mm H = 7,5 (0,36) O = 9 (0,44)

Atît caracterele ornamentaţiei cît şi dimensiunile apropie exemplarul descris de cele figurate de G l a z u n o v a în pl. XIII, fig. 6—8.

Exemplarul descris provine din malul stîng al văii Doftanei, la 2 km spre amonte de confluenţa cu valea Paltinului.

Leymeriella sp.

(pl. I, fig. 8, 8a)

Din valea Cucioaia (afluent pe stînga al văii Negraşului) deţine un exemplar conservat numai ca mulaj. Caracterele sale morfologice : creşterea lentă în înălţime a ultimului tur, dezvoltarea mare a ombilicului, relieful accentuat al coastelor (în număr de circa 25 pe ultimul tur) şi uşoara lor „tardefurcare" în pătrimea externă a flancurilor pe ultima porţiune a turului matur îl apropie de specia *Leymeriella* (*L.*) *bogdanovitschi* Glazunova. Gradul său de conservare nu permite însă o comparaţie mai sigură cu aceasta din urmă.

genul D o u v i l l e i c e r a s de Grossouvre, 1894

D o u v i l l e i c e r a s spp.

(pl. II, fig. 11—13)

Mai multe exemplare strivite se raportează cu siguranţă la gen după caracterele ornamentaţiei. Însă imposibilitatea de a stabili forma secţiunii şi modul de grupare a rîndurilor de tuberculi împiedică determinarea specifică. Toate exemplarele provin din complexul de marne şi gresii calcaroase, din valea Cailor.

genul P u z o s i a Bayle, 1878

Puzosia spp.

(pl. II, fig. 9, 10)

Din complexul de marne şi gresii calcaroase au fost recoltate mai multe exemplare fragmentare de *Puzosia*, în valea Negraşului (E. A v r a m şi V. M a t e i, 1964), valea Cailor şi valea Doftanei spre aval de Cheile Teşilei (M. Ş t e f ă n e s c u, E. A v r a m şi M a r i n a Ş t e f ă n e s c u, 1965). Determinarea specifică este împiedicată de conservarea lor submediocră.

CONSIDÉRATIONS SUR L'ÂGE DU « COMPLEXE DES MARNES ET GRÈS CALCAIRES (COUCHES DE MOGOŞ) »

RÉSUMÉ

Dans cette note sont présentés quelques exemplaires d'Ammonites (*Leymeriella*, *Douvilleiceras*) recueillis des dépôts appartenant au complexe de marnes et grès calcaires (= couches de Mogoş) ou des dépôts immédiatement sous-jacents, des bassins supérieurs de la Doftana et du Tîrlungu (dans la zone interne du Flysch des Carpates Orientales).

Sur la base de ces ammonites on a pu établir l'âge albien inférieur — zone à *Leymeriella tardefurcata* (d'Orb.) — et zone à *Douvilleiceras mammillatum* (Schloth.) de la partie inférieure de ce complexe.

La plupart des fossiles mentionnés provient d'un paquet de marnes gréseuses en plaquettes, constituant un repère lithologique, situé à la base de ce complexe.

BIBLIOGRAFIE

Avram E., Matei V. (1964), *Date paleontologice noi privind flişul cretacic din partea de NE a bazinului văii Doftana*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **9**, *2*, 321—327, 2 fig., 3 pl.

Casey R. (1957), *The cretaceous Ammonite genus LEYMERIELLA with a systematic account of its British occurrences*, Palaeontology, **1**, part 1, p. 29—59, pl, 7—10.

Dimitrova N. (1967), *Les fossiles de Bulgarie, IV. Crétacé inférieur, Cephalopoda (Nautiloidea et Ammonoidea)*, 236 p, 93 pl., 93 fig. în text, Sofia.

Druschitz V. V., Kudriavtzev M. P. (1960), *Atlas nijnemelovoi faune Severnogo Kavkaza i Krîma*, Gostoptehizdat, Moscova, 396 p, 149 pl., 153 fig. în text, 14 tab.

Glazunova A. E. (1953), *Ammoniti apta i alba Kopet-Daga, Malogo i Bolşogo Balhanov i Mangîşlaka*, Trudî VSEGEI, Moscova, 96 p., 45 fig. în text, 3 tab., 27 pl.

Jacob Ch. (1907), *Études sur quelques Ammonites du Crétacé moyen*, Mém. Paléont. Soc. géol. France, **XV**, *38*, 1—64, 44 fig., 9 pl.

Kalcieva — Ilieva K. (1967), *Predstaviteli na roda LEYMERIELLA ot dolnia Alb na Severozapadna Bîlgaria*, Spisanie na bîlgarscogo geologiciescogo drujestvo, **XXVIII**, *1*, 23—34, 2 pl., 1 fig. în text.

Murgeanu G. (1934), *La nappe interne du flysch dans les environs de Comarnic et de Teşila (Prahova)*, An. Inst. geol. Rom., **XVI** (1931), 281—326.

Murgeanu G., Patrulius D. (1959), *Flişul cretacic din regiunea Pasului Predeluş (Carpaţii Orientali)*, St. cerc. geol., **IV**, *1*, 25—35.

Murgeanu G., Patrulius D., Contescu L. (1959), *Flişul cretacic din bazinul văii Tîrlungului (Carpaţii Orientali)*, St. cerc. geol., **IV**, *1*, 7—24.

Murgeanu G. şi colab., Filipescu M. G. şi colab. (1961), *Ghidul excursiilor, B. Carpaţii Orientali*, Asoc. geol. carp. balc., Congr. V, Bucureşti, 101 p., 22 fig., tabele, hărţi.

Murgeanu G., Patrulius D., Contescu L., Jipa D., Mihăilescu N., Panin N. (1963), *Stratigrafia şi sedimentogeneza terenurilor cretacice din partea internă a curburii Carpaţilor*. Asoc. geol. carp.-balc. Congr. V, Bucureşti, 1961, **III** /2, p. 31—58.

Orbigny A. d' (1840—1841), *Paléontologie française, terrains crétacés. I. Céphalopodes*, 662 p., 148 pl., Paris.

Popescu Gr. (1958), *Contribuții la stratigrafia flișului cretacic dintre valea Prahovei și valea Buzăului cu privire specială asupra văii Teleajenului*, St. cerc. geol., **III**, *3—4*, 159—199.

Popovici Alina-Angușa (1969), *Contribuții la biostratigrafia seriei de Bobu din văile Doftana și Saru*, Bul. Inst. petrol, gaze și geologie, **XVII**, p. 81—101, 20 fig., 1 tab.

Seitz O. (1930), *Zur Morphologie des Ammonites aus dem Albien*, Jahrb. d. Preuss. Geol. Landesanstalt., Berlin, **51**, 8—35, pl. 2—5.

Primit în redacție la 3 octombrie 1971

Institutul geologic

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA GEOLOGIEI REGIUNII PERII VADULUI – TG. LĂPUȘ (NORD–VESTUL TRANSILVANIEI)

DE

GHEORGHE MĂRGĂRIT, MARIA MĂRGĂRIT

55(05)

Date geologice despre Bazinul Transilvaniei se cunosc încă din a doua jumătate a secolului trecut, mai importante fiind cele care aparțin lui Fr. Hauer și G. Stache (1863).

Primele cercetări care au condus la descifrarea geologiei regiunii aparțin lui K. Hofmann (1879) și A. Koch (1900), ale căror concluzii sînt valabile în mare parte și astăzi. Din perioada de după 1900, amintim pe E. Szádeczky-Kardoss (1930), iar mai tîrziu pe I. Dumitrescu (1957).

Cercetări geologice mai recente au fost executate de geologi din cadrul Ministerului Minelor, Petrolului și Geologiei [1].

Rezultatele revizuirilor pe care le-am efectuat, între localitățile Perii Vadului și Tg. Lăpuș, coroborate cu datele de care dispunem, cu privire la depozitele paleogene de pe întreaga ramă de nord-vest a Bazinului Transilvaniei, ne-au condus la obținerea unei noi imagini stratigrafice și tectonice a acestei regiuni.

---

[1] – Gh. Bombiță, M. Gheorghian, D. Gheorghian (1960), *Raport privind formațiunile sedimentare din cuprinsul foii la 1 : 100 000, Tg. Lăpuș*, arh. M.M.P.G.

– C. Dragu, M. Gavriș, T. Popescu (1968), *Raport asupra cercetărilor geologice din regiunea Ileanda – Mesteacăn – Răzoare*, arh. M.M.P.G.

– O. Iliescu, A. Naghel, Gh. Mărgărit, M. Mărgărit, Ad. Naghel, (1962), *Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru cărbuni în regiunea Moigrad -Jibou -Stejerea – Ileanda – Răzoare*, arh. M.M.P.G.

– V. Lăzărescu (1965), *Cercetări geologice între Someș și Lăpuș, la nord-vest de Dej*, lucrare de doctorat, Bibl. I.P.G.G., București.

– Niță Pion Petre, Gh. Mărgărit, M. Mărgărit, T. Ghiu, M. Iva, G. Trifan (1969), *Sinteza lucrărilor de cercetare geologică, geofizică și de foraj privind perspectivele de substanțe minerale utile de pe rama de nord-vest a Bazinului Transilvaniei*, arh. M.M.P.G.

– T. Popescu (1969), *Raport asupra cercetărilor geologice din regiunea Tg. Lăpuș -Boereni*, arh. M.M.P.G.

– M. Paucă, E. Mateescu, A. Naghel, A. Perianu, D. Istocescu, M. Gheorghian, D. Gheorghian, M. Radu, Ad. Naghel, E. Căruțașu (1961), *Prospecțiuni geologice în Bazinul Baia Mare și împrejurimi*, arh. M.M.P.G.

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 17, nr. 2, p. 271–279, București, 1972

STRATIGRAFIA REGIUNII

Plecînd de la considerentul că această regiune a format obiectul multor cercetări anterioare, ne vom referi în cele ce urmează doar la aspectele noi, litobiostratigrafice şi tectonice evidenţiate de noi.

ARGILELE VĂRGATE INFERIOARE

O primă constatare, în legătură cu aceste depozite, este aceea că de la meridianul localităţii Boiu Mare spre est, respectiv la sud de rîul Lăpuş, nu mai aflorează; ceea ce I. Dumitrescu (1957) a considerat ca aparţinînd acestei formaţiuni reprezintă, de fapt, echivalentul orizontului marnelor cenuşii într-un facies deosebit de cel caracteristic.

Singurele depozite care pot aparţine argilelor vărgate inferioare sînt marnocalcarele care aflorează în versantul drept al văii Sălniţei, la confluenţa cu rîul Lăpuş. Acestea repauzează pe cristalin, au aspect brecios şi sînt lipsite de faună. Au fost considerate de antecercetători (I. Dumitrescu, 1957; Fl. Marinescu şi J. Marinescu, 1962; V. Lăzărescu, 1965) ca un echivalent al stratelor de Rona.

Orizontul gipsurilor inferioare, orizontul marno-calcarelor cu *Anomia* şi *Gryphaea eszterhazyi*, precum şi orizontul cu *Nummulites perforatus* nu aflorează în sectorul cuprins între valea Boiului şi Tg. Lăpuş.

ORIZONTUL MARNELOR CENUŞII

Faciesul marnos, cu intercalaţii calcaroase, caracteristic acestui orizont pentru regiunea Cluj şi est de Meseş, se dezvoltă pînă la nord-est de localitatea Jibou; spre est de acest aliniament remarcăm importante modificări litofaciale la nivelul acestui orizont, care se individualizează de-abia în bazinul văii Chioarului. Dintre tipurile petrografice predominante, amintim marnele şi calcarele marnoase care cuprind intercalaţii marnos-argiloase vişiniu-roşcate, pătate în vineţiu-albăstrui, precum şi gresii şi conglomerate cuarţitice.

Prezenţa depozitelor roşcate în alternanţă cu gresii şi conglomerate, depozite care se regăsesc şi în cadrul argilelor vărgate superioare, a determinat pe Gr. Răileanu şi Emilia Saulea (1956) să descrie depozitele cuprinse între orizontul cu *Nummulites perforatus* în bază şi seria calcaroasă la partea superioară (orizontul marnelor cenuşii, orizontul gresiei de Racoţi şi argilele vărgate superioare) sub numele de „strate de Stejera".

Pe acelaşi considerent (prezenţa depozitelor roşcate), I. Dumitrescu (1957) le-a înglobat la argilele vărgate inferioare, iar V. Lăzărescu (1965)[2] la argilele vărgate superioare.

Cercetătorii care le-au urmat (N. Mészáros şi V. Ghiurcă, 1965; N. Mészáros şi colab., 1967; Gh. Mărgărit, şi M. Mărgărit, 1969) au evidenţiat totuşi posibilităţile de separare a ori-

[2] *Op. cit.*

zonturilor mai sus menționate, aducînd, pe lîngă argumentele litologice, și argumente faunistice.

Referindu-ne strict la zona dintre valea Boiului și Tg. Lăpuș, menționăm că depozitele corespunzătoare orizontului marnelor cenușii n-au fost identificate pînă acum, nefiind consemnate pe niciuna din hărțile geologice anterioare.

Urmărind evoluția faciesurilor eocenului inferior și mediu de la vest către est, respectiv din valea Boiului către Tg. Lăpuș, se constată prezența unor depozite marnoase cenușiu-vineții sau cafenii, care stau direct pe cristalinul Prelucii; acestea suportă marnocalcare cenușiu-albicioase, marno-argile cărămiziu-vișinii grezos-nisipoase, pătate în vinețiu, precum și nisipuri sau gresii cuarțitice cenușiu-albicioase, cu faună de ostreide și *Corbula gallica* Lam., faună caracteristică acestui orizont.

Punctele de aflorare (a acestui orizont) de pe valea Gîdelui sînt concludente pentru a ilustra modificările de facies petrecute la acest nivel stratigrafic. Aici, în versantul drept al văii, sub gresia de Racoți, fosiliferă, se întîlnesc depozite marnoase cenușiu-vineții, slab nisipoase, în general nestratificate. Pe versantul stîng al aceleiași văi se observă următoarea succesiune litologică: peste cristalinul Prelucii, reprezentat prin micașisturi, se dispun depozite argilos-marnoase, nisipoase, vișiniu-violacei, sau cenușiu-albăstrui, micafere, nestratificate și nefosilifere. La aproximativ 200 m amonte de confluența cu valea Gîdelui, în cadrul acestora se intercalează marnocalcare slab grezoase, albăstrui în spărtură proaspătă, foarte dure, sub forma unor bancuri de 0,25 m grosime.

Peste acestea urmează marne fine, fin nisipoase, de culoare cenușie, ce trec spre partea superioară la marne nisipoase, micafere și nestratificate. Grosimea acestor depozite este de 10—12 m.

La partea lor superioară se individualizează un nivel conglomeratic alcătuit din elemente de cuarț bine rulate, prinse într-o masă marnos-tufitică, gălbui-albicioasă. Acestea trec la depozite grezoase grosiere, împreună cu care nu depășesc 2 m grosime. Deasupra urmează din nou marne slab nisipoase pe o grosime de 4 m, peste care se dispun gresii calcaroase fine, dure, fin stratificat sub forma unor plăci centimetrice, de culoare cenușie sau albăstrue, în care se remarcă rare anomii și fragmente de ostreide. Acestea sînt urmate de gresii cuarțitice grosiere, ruginii, nefosilifere și marno-argile vișinii, depozite caracteristice argilelor vărgate superioare.

Din expunerea amănunțită a depozitelor cuprinse între cristalin și argilele vărgate superioare, la partea superioară, se impun unele concluzii, și anume că depozitele grezos-conglomeratice slab fosilifere, cu intercalații nisipoase, de sub argilele vărgate superioare, trebuie să reprezinte echivalentul gresiei de Racoți, iar restul depozitelor subjacente acestora pînă la cristalin să revină orizontului marnelor cenușii, cu atît mai mult cu cît între depozitele roșcate care repauzează pe cristalin și cele marnoase cenușii nu avem nici un indiciu despre existența orizontului cu *Anomia* și a orizontului cu *N. perforatus*.

Existența depozitelor roșcate descrise nu reprezintă de fel un obstacol în atribuirea acestora la orizontul marnelor cenușii, deoarece astfel de depozite se întîlnesc chiar și în zone mai sudice ale bazinului (împrejurimile localității Săvădisla).

Pe valea Boiului, depozitele corespunzătoare marnelor cenuşii stau tot pe cristalin şi suportă gresia de Racoţi. Aici, în afara depozitelor marnos-nisipoase se mai întîlnesc pietrişuri cuarţitice, cu elemente bine rulate şi argile roşcate, micafere şi nestratificate.

Pe valea Jugastrului, tot pe cristalin, repauzează marne şi marne nisipos-grezoase, fin micafere, de culoare cenuşie, nestratificate şi nefosilifere, urmate de marno-argile roşcate, suportînd toate gresia de Racoţi.

De altfel, valea Jugastrului reprezintă aliniamentul estic pînă la care se întîlnesc, la zi, depozite mai vechi decît gresia de Racoţi.

Din simpla expunere a cîtorva situaţii de teren, reiese clar că la alcătuirea litologică a acestui orizont iau parte alternanţe neregulate de marne cenuşii, marnocalcare cu faună de ostreide şi rare exemplare de *Corbula gallica Lam.*, argile roşcate, verzui sau maronii, gresii şi pietrişuri cuarţitice.

ORIZONTUL GRESIEI DE RACOŢI

Cei mai mulţi dintre cercetătorii anteriori (Gh. Bombiţă, 1960; O. Iliescu şi colab., 1962; V. Lăzărescu, 1965[3]), nesesizînd deosebirile de facies şi de faună dintre cele două orizonturi (orizontul gresiei de Racoţi şi argilele vărgate superioare), descriu depozitele corespunzătoare gresiei de Racoţi împreună cu argilele vărgate superioare.

I. Dumitrescu (1957) este singurul care admite existenţa orizontului în discuţie pînă la meridianul localităţii Vima Mică.

Prin cercetările efectuate în decursul mai multor campanii de teren, am reuşit să identificăm orizontul gresiei de Racoţi pe baze litologice şi faunistice pe toată rama de sud a Masivului Preluca.

În cadrul acestui orizont, ca de altfel în întreaga suită a depozitelor eocene, se remarcă o mare variaţie de facies. Astfel, pe valea Boiului, valea Gîdelui şi valea Jugastrului, orizontul gresiei de Racoţi este alcătuit din gresii cuarţitice, gresii calcaroase cenuşii, stratificate în bancuri centimetrice sau decimetrice, cu anomii şi alte lamelibranhiate rău conservate.

Din valea Hişului spre est, locul depozitelor amintite este luat de microconglomerate cuarţitice cu structură oblică. Pe valea Morii, imediat la vest de precedenta, se menţine faciesul detritic, grosier, reprezentat prin alternanţe de gresii cuarţitice şi conglomerate cu o stratificaţie oblică evidentă; grosimea depozitelor este de 20—25 m. De altfel, acest facies se dezvoltă continuu pe versantul stîng al rîului Lăpuş, pînă la sud-vest de localitatea Răzoare. Aici, cu ocazia modernizării şoselei Tg. Lăpuş — Gîlgău, au fost scoase la zi depozite inferioare argilelor vărgate superioare, corespunzătoare atît litologic, faunistic şi, evident, prin poziţia pe care o au, orizontului gresiei de Racoţi. Sînt reprezentate prin nisipuri cuarţitice fine, vineţii, peste care se aşază gresii calcaroase de aceeaşi culoare, lumaşelice (anomii şi cardiacee), apoi gresii nisipoase grosiere, gălbui-albicioase şi calcare gălbui, fosilifere (aceeaşi asociaţie

[3] *Ibidem.*

ca cea menționată). Grosimea tuturor depozitelor descrise aici nu trece de 15 m, fără a se prinde limita cu orizontul imediat subjacent.

Deosebirea dintre orizontul gresiei de Racoți și argilele vărgate superioare constă în aceea că primul cuprinde intercalații marnos-grezos-calcaroase fosilifere, iar celelalte sînt alcătuite din gresii, microconglomerate și conglomerate în alternanță cu marno-argile roșcate și verzui.

ARGILELE VĂRGATE SUPERIOARE

În general au o alcătuire litologică asemănătoare echivalentului lor din împrejurimile Clujului, cu unele mici excepții care provin din participarea mai mare a faciesului detritic în detrimentul celui argilos-marnos, vișiniu-verzui. Nu același lucru se poate spune despre argilele vărgate superioare din împrejurimile Jiboului, deoarece la alcătuirea lor iau parte marnocalcare și calcare albicioase, tufacee.

Efectuînd profile sistematice pe principalii afluenți ai rîului Lăpuș (Gîdelui, Jugastrului, Sălnițel, Hișului și Morii), am remarcat o distribuție neuniformă a tipurilor petrografice pe verticală, neputînd vorbi de existența a două orizonturi (unul grezos-conglomeratic în bază și altul argilos, la partea superioară, așa cum a remarcat I. D u m i t r e s c u, 1957), cu atît mai mult cu cît aceste faciesuri se află uneori în poziție exact inversă.

O altă inadvertență între datele de care dispunem și cele anterioare rezultă din însuși conținutul acordat diferitelor orizonturi. Este vorba de faptul, că în anumite zone, ceea ce în realitate reprezintă orizontul gresiei de Racoți a fost trecut de antecercetători la argilele vărgate superioare.

O particularitate a acestei formațiuni în zona de la sud de Preluca este dată de prezența unor secvențe grezos-calcaroase lumașelice, spre partea superioară a formațiunii, semnalate de I. D u m i t r e s c u (1957), V. L ă z ă r e s c u (1965)[4] și de noi (în 1962), pe majoritatea afluenților rîului Lăpuș, între valea Jugastrului și Valea Mare (Răzoare).

Prezența acestora ar pleda pentru o continuitate de sedimentare între partea superioară a argilelor vărgate superioare și seria calcaroasă (în acord cu V. L ă z ă r e s c u, 1965). Mai mult chiar, autorul afirmă că aceste secvențe corespund probabil „ca ordine de sedimentare cu orizontul gipsurilor superioare, al calcarelor cu anomii și calcarelor oolitice identificate de A. K o c h, Gr. R ă i l e a n u și E m i l i a S a u l e a, N. M é s z á r o ș și Ni ț a T ă t ă r î m, ceea ce face logică înglobarea lor la argilele vărgate superioare".

Ținînd seama de asociația faunistică alcătuită din ostreide, cardiacee, anomii, gasteropode și mai ales de prezența anomiilor, precum și de poziția nivelului respectiv sub seria calcaroasă, apreciem ca binevenită echivalarea făcută de V. L ă z ă r e s c u; facem însă precizarea că acest nivel ar trebui atașat la seria calcaroasă, ca fiind orizontul cu care ar începe termenul definit de I. D u m i t r e s c u (1957), deși deocamdată l-am cartografiat împreună cu argilele vărgate superioare.

[4] *Ibidem*

Totuşi, dacă se ia în considerare şi nivelul conglomeratic cu aproximativ aceeaşi faună, descris de N. Mészáros şi colab., (1965, 1967) în bazinul văii Chioarului, pe care l-au echivalat cu orizontul gipsurilor superioare (şi nu cu stratele de Turbuţa cum a considerat I. Dumitrescu, 1957), putem afirma că echivalentul orizontului gipsurilor superioare este prezent în toată această regiune, îmbrăcînd faciesuri diferite pe direcţia sa de dezvoltare şi, în acest caz, seria calcaroasă ar începe cu echivalentul orizontului calcarelor grosiere superioare din regiunea Cluj — Jibou.

SERIA CALCAROASĂ

Încercările unor cercetători (N. Mészáros şi colab., 1965, 1957) de a separa în această serie comprehensivă, pe baza elementelor faunistice caracteristice orizonturilor eocenului superior (orizontul gipsurilor superioare, orizontul calcarelor grosiere superioare, orizontul cu *Nummulites fabianii* şi orizontul marnelor cu briozoare) din regiunea Cluj — Jibou, prezente la diferite nivele din cadrul acesteia, nu au fost încununate de succes, după părerea noastră, deoarece acestea sînt insuficiente şi neuniform distribuite pe verticală, pentru a facilita urmărirea şi cartografierea regională a orizonturilor corespunzătoare acestei serii comprehensive.

Un aspect nou, legat de alcătuirea litologică a seriei calcaroase, este dat de existenţa unor depozite marnoase, tufacee, cu intercalaţii de cărbuni şistoşi (0,15 m grosime), prezente spre baza formaţiunii, în zona dintre Vima Mică şi Peteritea (bine dezvoltate fiind pe valea Morii).

STRATELE DE CURTUIUŞ

Stratele de Curtuiuş de la sud de Preluca au o grosime relativ redusă (0,50—2 m), datorită în mare parte acoperirii lor transgresive de către stratele de Buzaş. Cu toate acestea, ele se pot urmări în unele cazuri continuu, iar în alte le cu intermitenţă, sub forma unei fîşii subţiri între seria calcaroasă, la partea inferioară, şi stratele de Mera, la partea superioară. Separarea lor cartografică este înlesnită atît de litologie, cît şi de faună. Cuprind depozite marnoase, cu sau fără intercalaţii de cărbuni, cu concreţiuni limonitice şi calcare cafenii, lumaşelice (cirene, planorbide şi limnei).

Pe baza acestor elemente am reuşit să separăm pe hartă şi alte puncte de apariţie a stratelor de Curtuiuş (în afara celui semnalat de V. Lăzărescu pe valea Gîdelui), şi anume la confluenţa văii Balelor cu valea Vimii, pe valea Jugastrului, valea Hişului şi în zona de la sud-est de localitatea Răzoare. Acestea au mai fost identificate şi în sectorul de la sud-vest de Tg. Lăpuş, dar pentru că au un facies izopic cu seria calcaroasă şi stratele de Mera, iar fauna de planorbide se întîlneşte sporadic, nu putem aprecia cît anume din aceste calcare revin stratelor de Curtuiuş.

După V. Lăzărescu (1965)[5], echivalentul acestora îl reprezintă probabil calcarele cu cirene din baza stratelor de Mera, observație cu care sîntem de acord : totuși, și în acest caz, cartografierea lor devine anevoioasă, dacă nu chiar imposibilă.

Pentru depozitele din succesiunea stratigrafică suprajacentă stratelor de Curtuiuș, respectiv stratele de Mera, stratele de Bizușa și stratele de Buzaș, nu dispunem de date noi și deci nu le mai discutăm.

STRATELE DE HIDA

Se dezvoltă mai la sud de zona la care ne referim, formînd cele mai proeminente forme de relief din regiune. Sînt alcătuite din gresii și conglomerate, prin a căror alterare și dezagregare s-au format o serie de pietrișuri, care în majoritatea cazurilor maschează limita dintre stratele de Chechiș și de Hida.

Cercetările noastre au pus în evidență strate de Hida și mai la nord de aliniamentul consemnat pe diferite hărți geologice (reprezentate prin gresii și nisipuri cu stratificație oblică, în care se intercalează pietrișuri poligene cu elemente bine rulate), stînd transgresiv și discordant peste diferite formațiuni mai vechi.

Acest caracter al stratelor de Hida a fost semnalat și de V. Lăzărescu (1965)[6] între localitățile Văleni și Rohia, considerîndu-l ca o regresiune acoperitoare.

Dintre aparițiile noi ale stratelor de Hida, menționăm pe cele de la sud de localitatea Vima Mică și est de Peteritea (pe șoseaua Peteritea — Văleni), ca fiind și cele mai mari, apoi cele de la sud-vest de dealul Mașei și sud-vest de dealul Lupului.

Este probabil ca stratele de Hida să fi ocupat o suprafață mult mai mare, dar că o bună parte din ele să fi fost intens erodate, astfel că le întîlnim astăzi doar ca petice pe vîrfurile dealurilor de la sud de rîul Lăpuș.

TECTONICA REGIUNII

Depozitele sedimentare de la sud de Preluca au, în general, o tectonică simplă, mai ales dacă ne referim la elementele tectonice plicative, depozitele fiind monoclinale, cu înclinări de 10—15° spre sud. Nu același lucru se poate spune despre tectonica disjunctivă, care este reprezentată prin numeroase linii de falii, ce compartimentează cuvertura sedimentară în numeroase blocuri, care coboară în trepte de la nord la sud, respectiv de la ramă, spre centrul bazinului (M. Paucă și colab., 1961)[7].

Cercetările noastre au dus la identificarea unor noi sisteme de falii, în special în sectorul Perii Vadului — Boiu Mare ; unele falii sînt cunos-

[5] *Ibidem.*
[6] *Ibidem.*
[7] *Op. cit.*

cute şi din lucrările anterioare. Probabil că aceste fracturi erau iniţial orientate în aşa fel încît depozitele sedimentare să fi coborît în trepte de la nord la sud. Ulterior, însă, o reactivare a acestora, îndeosebi a celor de pe aliniamentul Boiu Mare — Bizuşa, în diferite faze de cutare din timpul eocen-oligocenului, au făcut ca dispoziţia lor iniţială să se modifice de aşa manieră încît blocurile în care era compartimentat sedimentarul să coboare exact invers, de la sud la nord.

Faţă de fracturile consemnate pe hărţile anterioare, cercetările noastre au mai identificat altele noi, după cum urmează: o linie de falie la sud de localitatea Romăneşti orientată nord-est — sud-vest şi altele două la nord şi sud de localitatea Sasa, orientate de la est la vest. În acest din urmă caz, stratele de Bizuşa de la nord de Dolheni şi stratele de Mera de la est de Sasa au fost considerate ca butoniere de eroziune şi interpretate ca reprezentînd axe structurale (V. L ă z ă r e s c u, 1965)[8].

De asemenea, am identificat falia de la est de localitatea Răzoare, orientată nord-sud, care pune în contact argilele vărgate superioare cu seria calcaroasă.

CONCLUZII

Din cele expuse pînă acum, cu privire la formaţiunile paleogene şi miocene de la sud de Preluca, se desprind următoarele concluzii:

— identificarea orizontului marnelor cenuşii între valea Boiului şi valea Jugastrului, pe baza asemănărilor litofaciale şi faunistice cu ceea ce se cunoaşte în bazinul văii Chioarului, ca aparţinînd acestui orizont;

— identificarea orizontului gresiei de Racoţi în toată zona de la sud de rîul Lăpuş, sub forma unei fîşii continui (nu numai pînă la meridianul localităţii Vima Mică, cum a considerat I. D u m i t r e s c u), atît pe criterii litologice, cît şi faunistice;

— identificarea nivelului grezos-calcaros, cu faună de moluşte şi gasteropode, plasat către partea superioară a argilelor vărgate superioare, pe toţi afluenţii rîului Lăpuş, dintre valea Jugastrului şi Valea Mare, pe baza căruia opinăm, ca şi V. L ă z ă r e s c u, pentru echivalarea acestuia cu gipsurile superioare din regiunea Cluj — Jibou;

— separarea cartografică a stratelor de Curtuiuş în întreaga regiune, cu excepţia sectorului de la sud-vest de Tg. Lăpuş, (unde eocenul superior şi oligocenul inferior au faciesuri izopice şi elemente faunistice insuficiente pentru a preciza cît anume din aceste calcare revin acestui orizont);

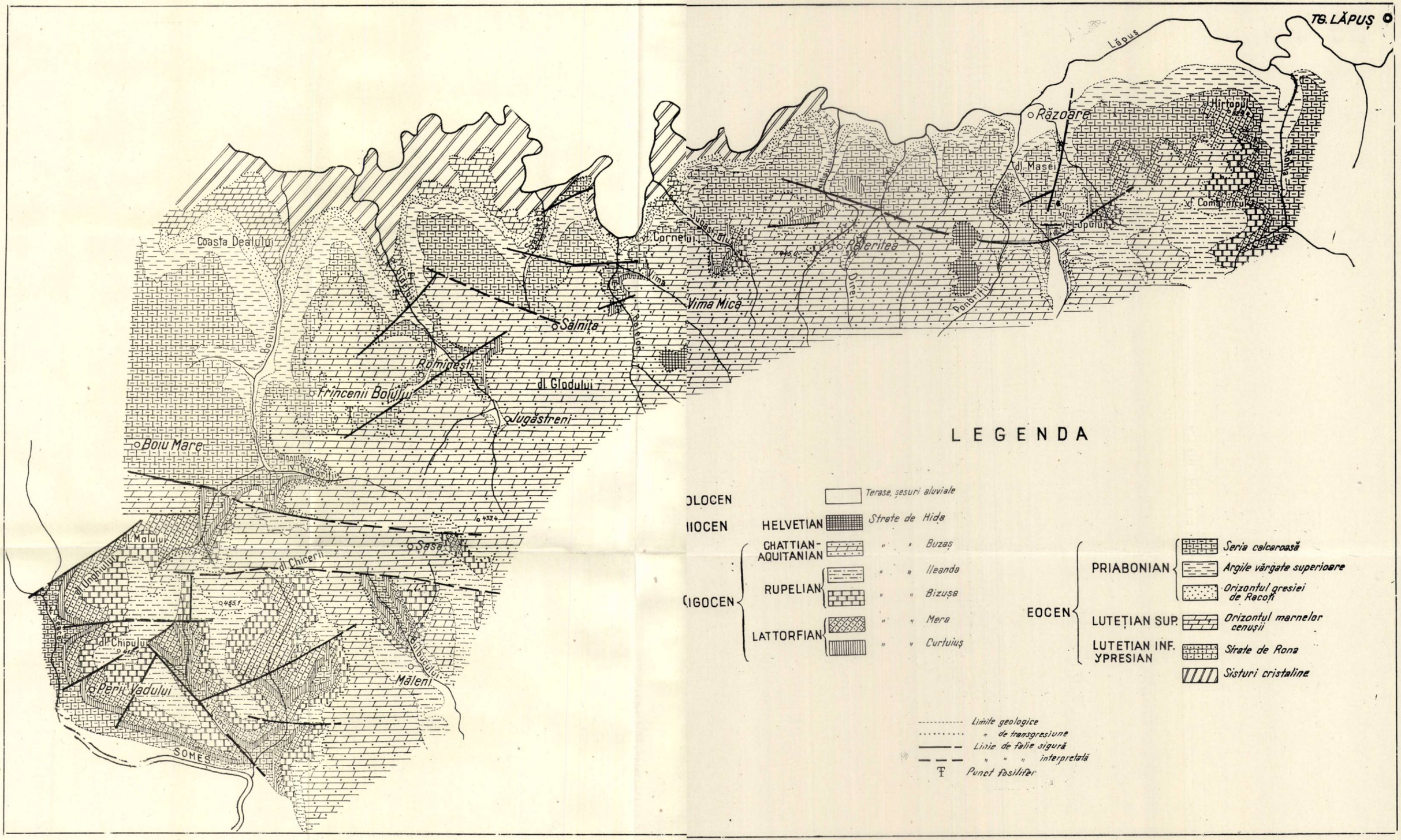
— identificarea şi cartografierea stratelor de Hida în zona de la nord de localitatea Văleni, sub forma unor petice ce stau transgresiv şi discordant peste stratele de Buzaş sau chiar mai vechi, neafectate de eroziunea postmiocenă;

— identificarea unor noi accidente tectonice, grupate pe sisteme de fracturi, prin a căror prezenţă întregesc imaginea structurală a regiunii, facilitînd descifrarea evoluţiei sale paleogeografice;

[8] *Op. cit.*

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNI PERII VADULUI - TG. LĂPUȘ

SCARA 1:0.000



LEGENDA

- OLOCEN — Terase, șesuri aluviale
- MIOCEN — HELVETIAN — Strate de Hida
- CHATTIAN-AQUITANIAN — " " Buzaș
- RUPELIAN — " " Ileanda
- " " Bizușa
- LATTORFIAN — " " Mera
- " " Curtuiș
- OLIGOCEN
- EOCEN — PRIABONIAN — Seria calcaroasă
- Argile vărgate superioare
- Orizontul gresiei de Racoș
- LUTEȚIAN SUP. — Orizontul marnelor cenușii
- LUTETIAN INF. YPRESIAN — Strate de Rona
- Sisturi cristaline

- Limite geologice
- " de transgresiune
- Linie de falie sigură
- " " " interpretată
- Punct fosilifer

Fi 1

— o ultimă concluzie este dată de alcătuirea hărții geologice la scara 1 : 50 000, ca o expresie sintetică a tuturor datelor geologice concretizate în concluziile de mai sus.

CONTRIBUTION À LA CONNAISSANCE DE LA GÉOLOGIE DE LA RÉGION PERII-VADULUI — TÎRGU LĂPUȘ (NW DE LA TRANSYLVANIE)

RÉSUMÉ

Les recherches géologiques effectuées dans la région Perii-Vadului—Tg. Lăpuș ont permis l'identification de l'horizon des marnes grises dans la zone comprise entre la vallée Boiu et la vallée Jugastru (basée sur des analogies lithologiques et faunistiques aves son équivalent du bassin de Chioaru) ainsi que de l'horizon de grès de Racoți et de couches de Curtuiuș, dans toute la partie sud de Preluca.

On a également mis en évidence la présence des couches de Hida au nord de la parallèle du village Văleni, sous forme de petits lambeaux, en position discordante et transgressive sur les différents termes des couches de Buzaș.

En ce qui concerne la tectonique, les auteurs ont identifié des failles importantes qui caractérisent l'image d'ensemble de la région.

BIBLIOGRAFIE

Dumitrescu I. (1957), *Asupra fociesurilor și orizontării Cretacicului superior și Paleogenului din bazinul Lăpușului*, Lucr. I. P. G. G., **III**. București.

Hauer Fr., Stache G. (1863), *Geologie Siebenbürgens*, Viena.

Hofmann K. (1879), *Bericht über die östlichen Teile des Szilagyer Komitates während der Sommercampagne 1878, vollführten geologischen Specialaufnahmen*, Föld. Közl., **IX**, Budapesta.

Joja T. (1956), *Observații de ordin stratigrafic în regiunea din jurul orașului Jibou*, An. Com. geol., **XXIX**,

Koch A. (1894), *Die Tertiärbildungen der Siebenbürgischen Landesteile, I Palaogene Abteilung*, Budapesta.

Mărgărit Gh., Mărgărit Maria (1969), *Date noi cu privire la orizontarea cocenului din bazinul văii Chioarului*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie **14**, *1*.

Mészároș N., Ghiurcă V. (1965), *Paleogenul dintre masivele Țicău și Preluca*, St. Univ. „Babeș-Bolyai" Cluj, Seria geol.-geogr., fasc. 2.

Mészároș N., Georgescu C., Poipan M. (1967), *Eocenul și baza Oligocenului în regiunea Hărța Mare — Poiana Blanchii*, St. Univ. „Babeș-Bolyai", Cluj, Seria geol.-geogr., fasc. 1.

Răileanu Gr., Saulea Emilia (1956), *Paleogenul din regiunea Cluj și Jibou*, An. Com. geol., **XXIX**.

Szádecszky-Kardoss E. (1930), *Contribuții la geologia Ardealului de nord-vest*, D.S. Inst. geol., **XIV**.

Primit în redacție la 20 aprilie 1972

Întreprinderea geologică de prospecțiuni

GEOLOGIA BAZINULUI CARANSEBEŞ*

DE

EMIL I. POP

55(05)

I. INTRODUCERE

Bazinul Caransebeşului a constituit obiectul cercetărilor mele pe teren în perioada 1949—1955, iar în laborator, în anii 1960—1968.

Pe teren am cules date prin: cercetări de suprafaţă, făcute în toată regiunea; cercetări în subteran, la exploatările miniere vechi sau în lucru, aflate în hotarele localităţilor Armeniş, Sadova Nouă, Ilova, Vîrciorova, Goleţ; cercetări în subteran, la lucrările miniere (puţuri, galerii) de explorare ce s-au executat la Ilova, Vîrciorova şi Caransebeş; urmărirea forajelor mecanice (54 de locaţii), cu carotaj continuu, executate la Armeniş, Ilova, Valea Timişului, Caransebeş, Vîrciorova; urmărirea prospecţiunilor seismice, făcute în hotarele localităţilor Valea Timişului, Vîrciorova, Caransebeş, Turnu Ruieni.

Datele adunate în laborator provin din studiul macroscopic şi microscopic al materialului petrografic şi paleontologic, precum şi din studiul bibliografiei.

Menţionez aici că materialul micropaleontologic indicat în lucrare a fost determinat de T. Iorgulescu şi M. Tocorjescu, iar cel macropaleontologic de subsemnatul.

II. DATE GEOGRAFICE

Bazinul Caransebeşului este situat în Banat, pe valea Timişului, între Munţii Semenicului la vest, Munţii Tarcului la est, dealul Domaşnea (care-l desparte de Bazinul Mehadiei) la sud şi Munţii Poiana Ruscăi — Cîmpia Banatului la nord. El are o formă alungită aproape nord — sud (46 km), mult mai îngustă în partea sudică (2—5 km) şi mult mai largă în

* Comunicare susţinută la Sesiunea de comunicări ştiinţifice a Institutului de mine Petroşani din 8—10 martie 1968.

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 17, nr. 2 p. 281—297, Bucureşti, 1972

partea nordică (10 km). Axul de alungire este situat pe coordonata geografică de 39°59′ longitudine estică. Suprafaţa este de circa 322 km².

III. ISTORIC

Bazinul Caransebeşului a fost cercetat de numeroşi geologi, astfel: D. Stur (1869) studiază terenul din hotarele satelor Teregova, Rusca, Armeniş, Feneş, Sadova Veche şi Slatina-Timiş. R. Hörnes (1876) urmăreşte, în regiune, mai mult date paleontologice culese din probele unor foraje executate la Valea Timişului, Ilova şi Caransebeş şi din săparea gurilor tunelului „Poarta". K. Adda (1894—1895) cuprinde în cercetările sale numai terenul din hotarul satului Teregova. Fr. Schafarzik (1895—1898) cercetează din bazin mai întîi partea cuprinsă în hotarele satelor Teregova, Rusca, Feneş şi Armeniş, apoi cea din hotarul satului Maciova. Z. Schretter (1909) este primul care cercetează întregul bazin, determinînd existenţa mai multor grupe de strate neogene. Al. Codarcea şi Gh. Murgeanu[1] (1947) fac o expertiză geologică asupra zăcămîntului de cărbuni de la Vîrciorova. T. Plisca[2] (1950) şi N. Albu[3] (1950) cercetează Bazinul Caransebeşului în legătură cu zăcămîntul de cărbuni de la Caransebeş. Cercetările lor cuprind terenul de la Caransebeş — Dalciu spre sud pînă la Sadova Veche — Sadova Nouă. I. Vasiliu[4] (1951) conduce o echipă de geofizică pentru prospectarea, pe cale seismică, a adîncimii fundamentului de sprijin a sedimentarului neogen, urmărind două profile: Caransebeş — Turnu Ruieni şi sud Valea Timişului—nord Vîrciorova. Şt. Mateescu[5] (1952) efectuează cercetări în legătură, de asemenea, cu zăcămîntul de cărbuni de la Caransebeş, privind geologia acestuia şi mai ales „raporturile lui cu apele din terase". E. I. Pop[6](1955) cuprinde în cercetările sale întregul bazin, fundamentul şi ramele acestuia. În sfîrşit, C. Ghenea (1962) studiază partea de nord a bazinului, între Slatina-Timiş şi rama nordică.

Toţi cercetătorii menţionaţi expun, în lucrările lor, date foarte variate, interesante şi valoroase, referitoare la geologia bazinului, majoritatea din ei separînd grupe de strate sub diverse numiri şi vîrste.

---

[1] Al. Codarcea şi Gh. Murgeanu (1947), *Raport geologic asupra concesiunilor „Ludovic" şi Elena", precum şi asupra perimetrelor de exploatare pentru cărbunii de la Vîrciorova (jud. Severin)*, arh. M.M.P.G.

[2] T. Plisca (1950), *Raport asupra zăcămîntului de cărbuni de la Caransebeşu Nou*, arh. M.M.P.G.

[3] N. Albu (1950), *Raport geologic asupra zăcămîntului de cărbuni de la Caransebeşul Nou*, arh. M.M.P.G.

[4] I. Vasiliu (1951), *Raport asupra măsurătorilor seismice făcute în bazinul Caransebeşului*, arh. M.M.P.G.

[5] Şt. Mateescu (1952, *Raport geologic cu privire la zăcămîntul de cărbuni de la Caransebeşul Nou şi raporturile lui cu apele din terase*, arh. M.M.P.G.

[6] E. I. Pop (1955), *Neogenul de la nord de Caransebeş*, arh. M.M.P.G.

IV. GEOLOGIA REGIUNII

Geologic, Bazinul Caransebeşului se sprijină discordant pe un fundament în formă de albie alungită nord — sud, constituit din formaţiuni vechi, care compun şi regiunile sale mărginaşe de la vest—est şi parţial din cea de nord. Bazinul însuşi constă din formaţiuni neogene şi cuaternare.

A. GEOLOGIA FUNDAMENTULUI ŞI A REGIUNILOR MĂRGINAŞE

Formaţiunile care compun fundamentul şi regiunile mărginaşe de la vest, est şi parţial de la nord constau predominant din roci metamorfice (gnaise, micaşisturi, amfibolite, cuarţite, filite, calcare cristaline), puţine magmatice (granite, gabrouri) şi puţine sedimentare : carbonifere (calcare, şisturi ardeziene, microconglomerate); permiene (conglomerate, gresii, argile); jurasice (conglomerate, gresii, marne); cretacice (gresii, calcare).

Rocile metamorfice şi magmatice aparţin fie cristalinului getic (cea mai mare parte), fie cristalinul danubian (puţine), din Carpaţii Meridionali, iar rocile sedimentare „cuverturilor sedimentare" ale acestora.

B. GEOLOGIA BAZINULUI

În alcătuirea bazinului concură formaţiuni neogene şi cuaternare. Cele neogene sînt reprezentate printr-o formaţiune cu cărbuni sau bazală, o formaţiune marină, o formaţiune salmastră şi o formaţiune lacustră; cele cuaternare constau din formaţiuni aluvionare şi formaţiuni epigenetice.

a. Formaţiunile neogene

Cronologic, formaţiunile neogene aparţin tortonianului (inferior şi superior), sarmaţianului şi ponţianului (fig. 1).

1. *Tortonianul inferior*

Apare la suprafaţă în mai multe locuri, atît pe marginea de est (Rusca, Feneş, Armeniş, Sadova Nouă, Ilova, Vîrciorova), cît şi pe cea de vest (Goleţ, Bucoşniţa, Petroşniţa, Caransebeş). Este reprezentat prin formaţiunea cu cărbuni sau bazală. Aceasta se aşază direct pe fundament (bazală) şi are o grosime de 50—500 m sau chiar mai mult (la Vîrciorova).

În compunerea formaţiunei bazale, ca roci, se găsesc :

Argile (predominante) cenuşii închis sau cenuşii deschis, rareori negre, negre-brune sau roşii, ori chiar verzui, micacee, unele fine, altele

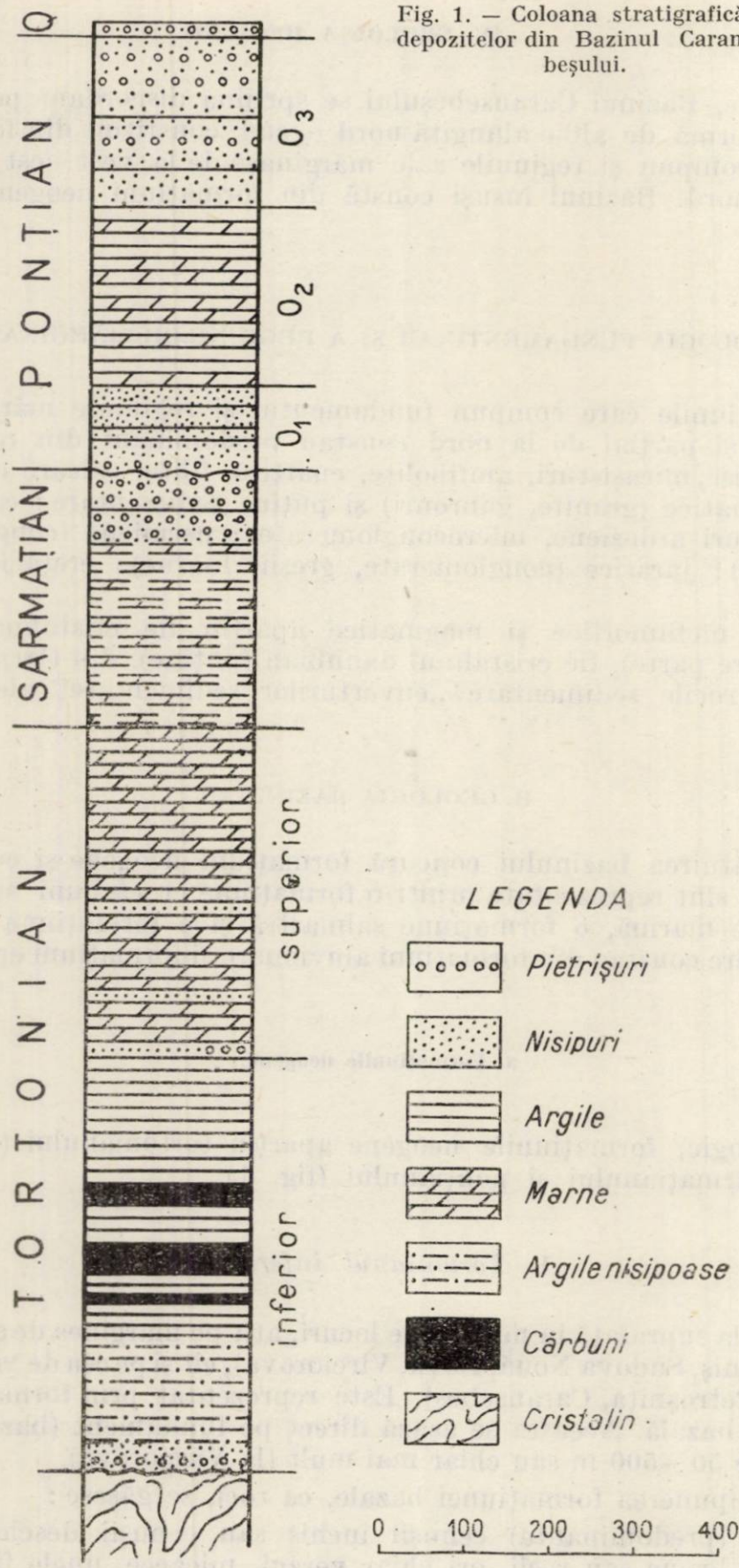


Fig. 1. — Coloana stratigrafică a depozitelor din Bazinul Caransebeșului.

grosiere, bine cimentate, rareori plastice, cu spărtură deseori plană şi stratificate paralel, rareori nestratificate. Ele compun, în părţile centrale ale bazinului, aproape total formaţiunea de bază; pe margini, însă, tot ele sînt predominante, dar pe alocuri li se intercalează puţine nisipuri.

Tufuri dacitice (puţine) albe, rareori uşor cenuşii, gălbui sau roşcate, de obicei fine, bine cimentate sau, uneori, slab cimentate, pe alocuri bentonitizate, cu spărtură neregulată sau concoidală (în porţiunile bentonitizate) şi, de obicei, nestratificate. Formează 1—3 strate de grosimi variabile (0,20—3 m); pe alocuri lipsesc. Au fost întîlnite la Armeniş, Vîrciorova, Caransebeş, Var, Goleţ.

Bentonite (foarte puţine) gălbui, rareori cenuşii sau brune, foarte fine, destul de bine cimentate, cu spărtură tipic concoidală, fără stratificare. Formează intercalaţii slabe (centimetrice). Se cunosc în aceleaşi locuri cu tufurile dacitice.

Calcare de apă dulce (foarte puţine) albicioase-cenuşii, foarte fine, bine cimentate, cu spărtură concoidală, fără stratificare. Le-am întîlnit la Goleţ.

Cărbuni de pămînt (puţini) negri-bruni, uneori negri, cu spărtură neregulată, plană sau concoidală, fără stratificare sau slab stratificaţi paralel-şistoşi. Se cunosc, în compunerea formaţiunei, la: Vîrciorova (1—4 strate), Ilova (1—3 strate), Sadova Nouă (2 strate), Feneş, Goleţ (1 strat), Caransebeş (1—3 strate), Valea Timişului (1 strat) şi Armeniş (2 strate). Grosimea cea mai mare a stratelor este la Vîrciorova (pînă la 50 m) (fig. 2 şi 3).

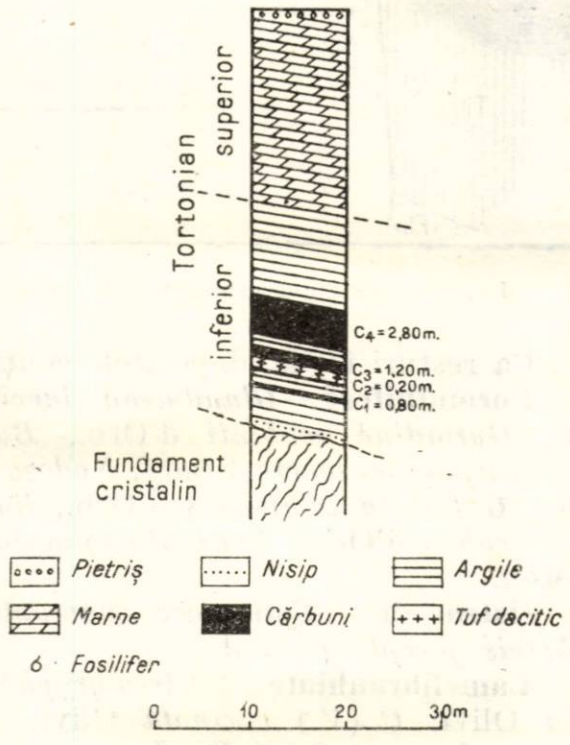


Fig. 2. — Coloana stratigrafică a puţului săpat în zăcămîntul de cărbuni de la Caransebeş.

Calitativ, cărbuni sînt *ligniţi* de mai multe varietăţi: xiloizi (predominanţi), pămîntoşi (puţin răspîndiţi), şistoşi (rareori).

Depozitele indicate au fost sedimentate într-un regim de subsidenţă, fapt pentru care ele se succed, unele după altele, în mod alternativ.

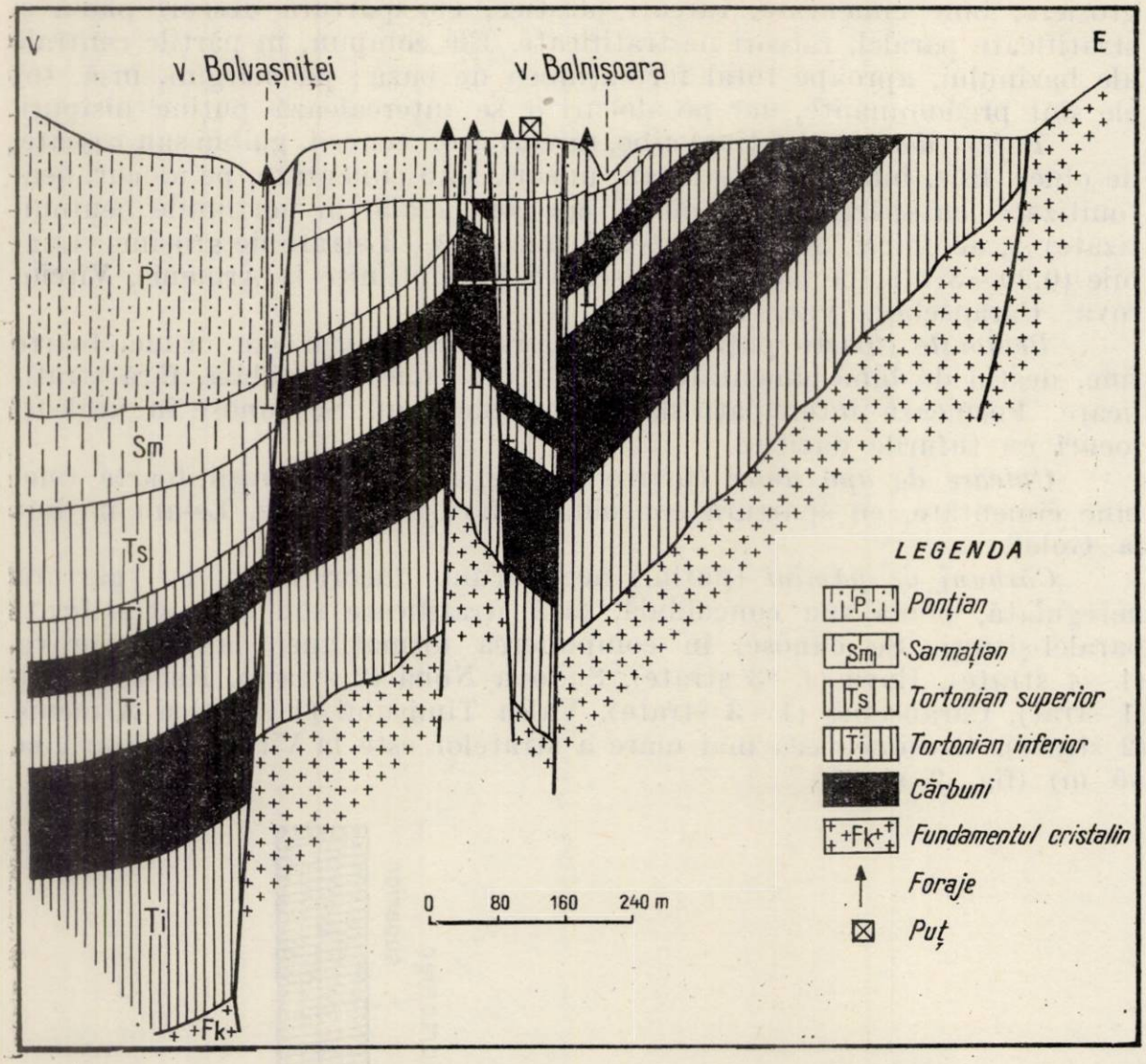


Fig. 3. — Secțiune geologică prin zăcămîntul de cărbuni de la Vîrciorova.

Ca resturi fosile, depozitele conțin :

Foraminifere — *Glandulina laevigata* d'Orb., *Cibicides mexicanus* Nut., *Gyroidina soldanii* d'Orb., *Bulimina aculeata* d'Orb., *B. ovata* d'Orb., *Eponides tenera* Brady, *Nodosaria hispida* d'Orb., *Nonion commune* d'Orb, *Guttulina communis* d'Orb., *Globigerina bulloides* d'Orb., *Globigerinoides rubus* d'Orb., *Reussella spinulosa* Reuss, *Cancris auriculus* Ficht. et Moll.

Ostracode — *Cytheridea macroptera* Bousq., *C. acuminata* Bousq., *Cythereis josephinae* Zal.

Lamelibranhiate — *Ostrea gryphoides* Schlotch., *Corbula* (*Varicorbula gibba* Olivi, *C.* (*V.*) *carinata* Olivi, *Tapes* (*Calistotapes*) *vetulus* Bast., *Lucina* (*Livia*) *columbella* Lam.

Gasteropode — *Potamides* (*Clava*) *bidentatus* Grat., *P.* (*Pirenella*) *pictus* Bast., *P.* (*P.*) *nodosoplicatus* Hörn., *Planorbis* sp.

Vîrsta formațiunii bazale este dată de Z. Schretter (1909) ca mediteranean superior împreună cu cea marină suprapusă; de T.

P l i s c a (1950)[7], N. A l b u (1950)[8] şi C. G h e n e a (1962) ca tortoniană tot împreună cu cea marină suprapusă, iar de E. I. P o p (1955)[9] ca helveţiană.

Formaţiunea bazală are însă multă individualitate, faţă de cea marină. De aceea, ea trebuie delimitată separat şi în timp. Judecată, mai ales, după resturile fosile conţinute, care au cea mai mare frecvenţă în helveţian-tortonian şi după raportul de continuitate de sedimentare spre formaţiunea marină imediat suprapusă, care are o vîrstă tortonian superior, formaţiunea bazală ar reveni tortonianului inferior.

Deci, vîrsta mai plauzibilă, pentru formaţiunea bazală, pare a fi cea de tortonian inferior .

Tortonianul superior

Ca unitate stratigrafică, tortonianul superior este reprezentat prin formaţiunea marină. Aceasta urmează imediat peste formaţiunea bazală pe care o depăşeşte, de obicei, transgresiv. Are o grosime de 70—400 m.

În compunerea formaţiunei marine se găsesc :

Marne (predominante) cenuşii, rareori verzui, micacee, cînd fine, cînd grosiere, bine cimentate, cu spărtură neregulată, unghiulară sau concoidală, obişnuit stratificate paralel, rareori nestratificate şi uneori fragmentate în bucăţi mici făţuite de oglinzi de fricţiune. Participă la compunerea formaţiunii în părţile centrale, singure sau mult predominante; pe margini alături şi de alte depozite.

Conglomerate (puţine) de obicei gălbui, rareori cenuşii sau roşcate, mărunte, rareori grosiere, bine cimentate, cu spărtură neregulată, obişnuit nestratificate, rareori stratificate încrucişat. Se găsesc, în compunerea formaţiunii, numai pe margini.

Nisipuri şi gresii (frecvente) gălbui, cenuşii, micacee, fine sau grosiere, mobile sau întărite (nisipurile), uneori cimentate (gresiile) sub formă de strate sau concreţiuni, stratificate paralel, rareori încrucişat. Se găsesc, de asemenea, mai ales pe margini şi numai foarte rareori în părţi centrale

Calcare (foarte puţine) albe, uneori slab gălbui, cînd foarte fine, cînd grosiere, bine cimentate, cu spărtură neregulată sau concoidală, slab stratificate sau masive. Se întîlnesc numai într-o singură intercalaţie (groasă de 1—6 m) şi apar pe marginea de est la Sadova Nouă şi Ilova şi pe marginea de vest la Armeniş, Sadova Veche, Petroşniţa.

Depozitele prezentate s-au sedimentat tot sub un regim de subsidenţă.

În cuprinsul depozitelor formaţiunii marine fosilele sînt foarte numeroase. Ele sînt reprezentate prin :

Foraminifere — *Asterigerina bracteata* Cushm., *Borelis melo* (Ficht. et Moll), *Bulimina elongata* d'Orb., *B. e. tenera* Brady., *B. pyrula* d'Orb., *Loxostomum teretum* Cushm., *Uvigerina pygmea* d'Orb., *Discorbis rosacea*

---

[7] *Op. cit.*, pct. 2.
[8] *Op. cit.*, pct. 3.
[9] *Op. cit.*, pct. 6

(d'Orb.), *D. saulcii* (d'Orb.), *Orbulina universa* d'Orb., *Pullenia bulloides* d' Orb., *Globigerinoides triloba* Reuss, *G. conglobatus* Brady, *Globigerina bulloides* d'Orb., *G. inflata* d'Orb., *Cibicides mexicanus* Nutall, *C. lobatulus* Weik et Jukop., *C. floridanus* Cushm., *C. dutemplei* (d'Orb.), *Valvulineria floridana* (Cushm.), *Rotalia beccari* Linné, *Globorotalia scitula* Brady, *Elphidium subombilicatum* Cžjžek., *E. macelum* Ficht. et Moll, *E. fichtelianum* d'Orb., *E. crispum* Linné, *E. aculeatum*, *Eponides heidingeri* d'Orb., *E. akneriana* d'Orb., *Textularia abbreviata* d'Orb. *Quinqueloculina akneriana* d'Orb., *Q. buchiana* d'Orb., *Q. subrotunda* Montagu, *Q. oblonga* Montagu, *Spiroloculina lapugyensis* Karrer, *S. canaliculata* d'Orb., *Heterostegina costata* d'Orb., *Guttulina irregularis* (d'Orb.), *G. problema* d'Orb., *Nonion communis* d'Orb., *N. pompilioides* (Ficht. et Moll).

Coralieri — *Achanthocyatus transilvanicus* Reuss, *Syzyophyllia brevis* Reuss, *Heliastrea reussana* Edward, *H. conoidea* Reuss, *H.* sp., *Solenastrea manipulata* Reuss.

Briozoare — *Cynopolia elongata* Defr.

Lamelibranhiate — *Ostrea digitalina* Dub., *O.* (*Pycnodonta*) *cochlear* Poli, *Nucula nucleus* Linné B—T, *Leda nitida* Broc., *Arca* (*Anadara*) *diluvii* Lam., *A.* (*A.*) *turonensis* Duj., *A. hungarica* Hörn., *Glycymeris pilosus deshayesi* Mayer, *G. obtusata* Part., *Amussim cristatum badense* Font., *Chlamys* (*Acquipecten*) *seniensis* Lam., *C.* (*A.*) *malvinae* Dub., *C. scabrela* Lam., *C. opercularis* Lin., *Chlamys diaphana* Dub., *Pecten* (*Flabellipecten*) *besseri* Andr., *P. arcatus* Bron., *Cardita* (*Megacradia*) *jouanneti* Bast., *C. partschi* Goldf., *C. rudista* Lam., *C.* (*Cyclocardita*) *scalaris* Sow., *Phacoides* (*Linga*) *columbella* (Lam.), *Miltha* (*Eomilotha*) *suessi* Kaut., *Solenocurtus* (*Azor*) *antiguatus miocenicus* Coshm. et Pey., *Cardium turonicum* May., *Venus aglauree* Bron., *V.* (*Ventricola*) *multilamella* Lam., *Pitaria* (*Cardiopsis*) *islandicoides* Lam., *P.* (*C.*) *gigas vindobonensis*, *Peronea planata* (Lin.), *P. nitida* Poli, *Tellina planata rugosa* Dgg., *T. langeckeri* Hölzl, *Angulus* (*Peronidia*) *covacovensis* Sen., *A.* (*P.*) *nitidus* (Poli), *Sportella recondita* Fisch., *Diplodonta rotundata* Mon., *Corbula* (*Varicorbula*) *gibba* Olivi, *C. aplanata* Gümb., *Cuspidaria cuspidata* Olivi, *Spondilus gaederopus* Lin., *Megaxinus bellardianus* May., *Gastrana fragilis* Schaf., *Solenomya doderleini* Duj., *Lucina* (*Linga*) *columbella* Lam., *Vaginella austriaca* Kitl., *Astarte triangularis* Mont.

Scafopode — *Vermetus arenarius* Lin., *Siliguaria anguina* Lin., *Dentalium mutabile* Doder., *D. badense* Parts., *D. michelotti* Hörn.

Gasteropode — *Turritella* (*Zaria*) *subangulata* Broc., *T.* (*Archimediella*) *bicarinata* Eichw., *T.* (*Haustator*) *tricinctus* Bors., *T.* (*H.*) *vermicularis* Broc., *T.* (*H.*) *magnasperulus* Sacco, *T.* (*Archimediella*) *archimedis* Bron., *T. turis* Bast., *Polynices* (*Lunatia*) *helicina* Broc., *P. redempta* Michel., *Cassis saburon* Lam., *Volutilithes* (*Athleta*) *ficulina* Lam., *Cypraea* (*Bernaya*) *fabagina* Lam., *Turbo carinatus* Brus., *Ancillia* (*Barsypira*) *glandiformis* Lam., *Strombus bonelli* Bron., *Conus* (*Dendroconus*) *bergausi* Michel., *C.* (*Chelyconus*) *ponderosus* Broc., *C.* (*C.*) *avelana* Lam., *C.* (*C.*) *fusconcingulatus* Bron., *C.* (*C.*) *pyrula* Br., *C.* (*Leptoconus*) *haueri* Parts., *C.* (*Lithoconus*) *mercati turricula* Br., *Cerithium* (*Vulgocerithium*) *vulgatum miospinosa* Sacco, *C.* (*V.*) *procrenatus* Sacco, *C.* (*V.*) *europaeum* May., *C.* (*V.*) *exdoliolum* Sacco, *Bittium reticulatum* da Costa, *Nassa* (*Caesia*) *incostans* Hörn.—Auing., *N.* (*Arcularia*) *schöni* Hörn.—Auing., *N.*

hörnesi May., *N. hilberi* Hörn.-Auing., *N. bisotensis* Dep., *Turbinella subcraticulata* d'Orb., *Clavatula schreibersi* Hörn., *C. asperulata* Lam., *C. granulatocincta* Munts., *Pleurotoma sandreli* Parts., *P. annae* Hörn., *Drillia allionii* Bell., *Mitra* (*Nebularia*) *scrobiculata*, *M. goniophora transilvanica* Mez., *M. ambigua hörnesi* May., *M. ambigua* Friedb., *M. striatula* Broc., *Terebra neglecta* Michel., *Lathyrnus* (*Dolycolathinus*) *dispar* Cosm.-Peyr., *Fusus semirugosus* Bell., Michel., *F. biliniatus* Parts., *Murex* (*Muricahthus*) *sedgwicki* Bast., *M.* (*Vitularia*) *lingua-bovis* Bast., *M.* (*Thyplis*) *horridus* Broc., *M. spinicosta* Bron., *Purpura elata* Plainv., *Triton* (*Simpulum*) *tarbelianum* Grat., T. *corrugatum* Lam., *Columbella* (*Alia*) *turonensis* May., *Scala* (*Acvilla*) *disjuncta* Broc., *Ringicula* (*Ringiculella*) *auriculua bucinea* Broc., *Astrea* (*Bolma*) *meynardi* Michel., *Pyrene* (*Mitrella*) *faley* Hörn., *Risoina podolica* Cossm., *Gibbula tenuistriata* Svagr., *Pinella geometra* Bors.

Echinide — *Briopsis consobrinus* Lam., *Schizaster calceolus* Lam., *Clypeaster partschi* Michel., *C. felmenesensis* Vad., *Conoclypeus* sp.

În cazul depozitelor formațiunii marine, stabilirea vîrstei este mult mai ușoară de făcut, aceasta pentru că toate datele existente (poziția în succesiune, resturile fosile conținute, raportul de continuitate de sedimentare spre formațiunea salmastră suprapusă care începe cu sarmațianul inferior) susțin o vîrstă tortoniană. Această vîrstă a și fost stabilită ca atare și de către unii din cercetători anteriori. Dar se mai poate pune întrebarea : Formațiunea reprezintă întreg tortonianul sau numai parțial din el? Mai posibil este că reprezintă doar tortonianul superior, vîrstă susținută de continuitatea de sedimentare cu formațiunea bazală (tortonian inferior) și cu baza celei salmastre (sarmațian inferior) depusă după o lacună de sedimentare.

Deci vîrsta formațiunii marine este tortoniană și posibil că reprezintă numai tortonianul superior.

2. *Sarmațianul*

Etajul sarmațian este reprezentat prin formațiunea salmastră. Aceasta iese la suprafață, pe cele mai mari întinderi, în hotarele localităților Teregova, Rusca, Feneș, Armeniș, Sadova Veche, iar în adîncime este răspîndit în tot bazinul. Depozitele sale se suprapun, în continuitate de sedimentare, direct peste cele ale tortonianului superior, iar de la Sadova Veche și Sadova Nouă spre nord sînt acoperite de cele ale ponțianului. Au o grosime de 50—300 m sau mai mult.

Formațiunea salmastră constă din :

Marne (predominante la partea inferioară) cenușii, uneori cenușii-verzui, micacee, cînd mai fine, cînd mai grosiere, bine cimentate, cu spărtură neregulată, uneori concoidală. Deseori se desfac în plăci subțiri sau groase, cu fețele acoperite de filme de nisip, fluturași de mică sau pelicule calcaroase. Obișnuit sînt bine stratificate, rareori nestratificate și foarte rar fragmentate în bucăți fățuite de oglinzi de fricțiune. Sînt mai recente în părțile centrale ale bazinului, dar nu lipsesc nici pe margini, unde, deseori, sînt intercalate și cu alte depozite.

Nisipuri (frecvente pe margini) de obicei gălbui, rareori cenușii, micacee, de multe ori argiloase, fine sau grosiere, mobile sau întărite ori cimentate concreționar sub formă gresii, nestratificate sau stratificate de obicei paralel. Se găsesc atît în părțile centrale, dar mai ales spre marginile bazinului.

Pietrișuri (predominante în jumătatea de sud), deseori gălbui, rareori cenușii sau roșcate, mărunte, rareori grosiere, mobile sau slab întărite, uneori cimentate concreționar sub formă de conglomerate, obișnuit nestratificate sau stratificate încrucișat. Se găsesc, în compunerea părții inferioare a sarmațianului, exclusiv pe margini; în compunerea părții lui superiore predomină în jumătatea de sud a regiunii.

Calcare (foarte puține), unele de culoare alb-slab gălbuie, grosiere, bine cimentate, cu aspect concreționar, spărtură neregulată, fără stratificare (Teregova); altele albe-slab cenușii, fine, bine cimentate, cu aspect masiv, spărtură concoidală, slab stratificate.

Gipsuri (locale) cu caracter brecios și compuse din cristale mari, unele incolore sau albe (gips pur), altele cenușii (gips argilos), orientate felurit, dar strîns legate între ele printr-un ciment argilos, spărtură neregulată. Nu sînt stratificate. Au fost găsite numai la Caransebeș în forajul 5 675, pe o grosime de 80 cm.

Regimul de sedimentare, pentru depozitele de la partea inferioară a formațiunii salmastre, a fost de subsidență, iar pentru partea superioară, de subsidență în jumătatea de nord și de colmatare în jumătatea de sud a bazinului.

Depozitele care alcătuiesc partea inferioară a formațiunii salmastre sînt, pe alocuri, abundent fosilifere; cele care alcătuiesc partea lui superioară sînt nefosilifere. Fosilele constau din:

Foraminifere — *Nonionia granosa* d'Orb., *Polystomella subombilicata* Cžyž.

Lamelibranhiate — *Cardium vindobonense* (Parts.), *C. politioanei* Jek., *C.* (*Parvicardium*) *minimum* Phill., *C. plicatum* Eichw., *C. obsoletum* Eichw., *C. barboti* M. Hörn., *C. latisulcum* (Münst.), *Ervilia dissita podolica* Eich., *E. dissita* Eichw., *Mactra variabilis* Sinz., *Irus gregarius* Parts., *Modiolus volhynicus* Eichw., *M. incrassatus* d'Orb., *M. marginatus* Eichw.;

Gasteropode — *Potamides* (*Pirenella*) *pictus pictus* Eichw., *P.* (*Terebralia*) *duboisi* Hörn., *P.* (*Pirenella*) *mitralis* Eichw., *P.* (*P.*) *nodosoplicatus* Hörn., *Cerithium rubiginosum* Eichw., *C. scabrun* Oliv, *C. banaticum* Jek., *Ocinebrina sublavata striata* Eichw., *Natica catena helicina* Broc., *Dorsanum duplicatum duplicatum* Papp, *Calliostoma gradaespira gradaespira* Svagr., *C. g. latitesta* Svagr., *C. angulatum* Eichw., *C. podolicum* Dub., *Timisia pseudopicta* Jek., *Leptothyra sanguinea* Lin., *Melanopsis impressa* Krauss, *Theodoxus* (*Theodoxus*) *politus* Jek., *T.* (*T.*) *soceni* Jek., *T. banaticus* Jek., *Bulla lajonkaireana* Bast.

Resturile fosile menționate indică sigur o vîrstă sarmațiană pentru depozitele din care au fost colectate, cum a fost stabilită și de către autorii precedenți. Cît privește însă vîrsta lor mai precisă, în interiorul acestui etaj, problema este mai dificilă. Ținînd însă cont de răspîndirea speciilor indicate în scara stratigrafică și făcînd legătură cu Bazinul Mehadiei de la sud, unde sarmațianul este mai bine și mai clar dezvoltat (inferior, mediu

şi superior), se poate face afirmaţia că depozitele părţii inferioare a formaţiunii salmastre aparţin sarmaţianului inferior şi posibil şi celui mediu, iar cele ale părţii superioare, sarmaţianului superior.

3. *Ponţianul s. str.*

Ponţianul este reprezentat prin formaţiunea lacustră şi participă la alcătuirea bazinului în zona de la Sadova Veche — Sadova Nouă spre nord. Depozitele sale urmează peste cele tortoniene şi sarmaţiene, posibil după o lacună de sedimentare. Au o grosime variabilă între 70 şi 500 m şi chiar mai mult (exemplu la Vîrciorova).

Depozitele ponţiene, datorită faciesului lor petrografic, conţinutului paleontologic şi răspîndirii în cuprinsul regiunii, se pot grupa în trei orizonturi: orizontul 1 maximum 100 m, orizontul 2 maximum 200 m, orizontul 3 maximum 200 m.

Orizontul 1 constă, predominant, din nisipuri, cărora li se mai adaugă pietrişuri şi marne; *orizontul 2* aproape numai din marne şi argile, cărora li se adaugă puţine nsipuri; *orizontul 3* aproape numai din nisipuri cu intercalaţii de pietrişuri şi argile.

În toate cele trei orizonturi:

Nisipurile sînt gălbui sau cenuşii, micacee, pure sau argiloase, fine sau grosiere, mobile, rareori întărite, nestratificate sau stratificate paralel, rareori încrucişat; formează strate de 1—3 m; 50—100 m.

Pietrişurile sînt, de obicei, gălbui, rareori roşcate, pure sau argiloase, mărunte sau grosiere, rareori grosolane, mobile sau slab întărite, rareori cimentate concreţionar şi obişnuit nestratificate. Compun strate de 1—10 m grosime;

Marnele şi *argilele* sînt cenuşii, rareori cenuşii-verzui, micacee, uneori fine, alteori grosiere, bine cimentate, cu spărtură neregulată, rareori concoidală, se desfac uşor în plăci după feţe de stratificare şi, obişnuit, apar bine stratificate; formează strate de 1—10, 50—100 m.

Regimul de sedimentare a depozitelor indicate era: în timpul depunerii orizontului, 1 de subsidenţă; în timpul depunerii orizontului 2, de stagnare; în timpul depunerii orizontului 3, de colmatare.

Depozitele formaţiunii lacustre sînt, pe alocuri, abundent fosilifere. Fosilele, considerate pe orizonturi, sînt:

Orizontul 1

Ostracode — *Cytherea mülleri* Mehes, *Cythere* sp.

Lamelibranhiate — *Congeria budmani* Brus., *C. zsigmondyi* Halav., *C. cristellata* Roth.

Gasteropode — *Melanopsis fossilis fossilis* Mart., *M. rugosa* Handm., *Melanopsis pseudoimpressa* Papp, *M. fossilis constricta* Handm., *M. impressa* Krauss, *M. senatoria* Handm., *M. bouei multicostata* Handm., *M. varicosa varicosa* Handm., *Theodoxus* (*Theodoxus*) *intracarpaticus* Jek., *T.* (*T.*) *matiae* Handm., *Granulus turislavicus* Jek., *Hydrobia* (*Hydrobia*) *frauenfeldi* Hörn.

Orizontul 2

Ostracode — *Paracypris acuminata* Zalay, *P.* sp., *Cytheridea mülleri* Mehes.

Lamelibranchiate — *Limnocardium karreri* Fuchs, *Congeria cristellata* Roth., *C. banatica* R. Hörn., *C. jadrovii* Brus.

Gasteropode — *Valenciennius* sp.

Orizontul 3

Lamelibranhiate — *Limnocardium proxinum* Fuchs, *L. inflatum* Kram.-Gorj., *L.* (*Bosphoricardium*) *banaticum* Fuchs, *L. diproposum* Brus., *L. rothi* Halav., *L. apertum* Münst., *Cardium ricinum* Fuchs, *C. schmidti* Al. Hörn., *Prosodacna decorum* Fuchs, *Monodacna simplex* Fuchs, *Congeria neumayri* Andr., *C. triangularis* Parts., *C. partschi* Czyzěk, *C. balatonica* Parts.

Gasteropode — *Valvata variabilis* Fuchs, *Melanopsis cylindrica* Üg., *M. handmanni* Brus., *M. pygmaea* Parts., *M. affinis* Handm., *Theodoxus* (*Theodoxus*) *soceni* Jek.

Vîrsta depozitelor a fost stabilită de către autorii precedenţi ca panoniană. Datele oferite de depozite (lacuna de sedimentare postsarmatică, conţinutul paleontologic) sînt, însă, foarte concludente pentru o vîrstă mai precisă. Ele, în primul rînd, susţin un ponţian s. str., apoi grupate pe orizonturi indică anumite părţi ale acestui etaj. Astfel, resturile fosile conţinute de depozitele orizontului 1, urmărite în scara stratigrafică, se constată că ele au frecvenţa cea mai mare în ponţianul inferior, iar unele se găsesc numai în această parte a ponţianului (exemplu *Congeria banatica*, *C. zagrabiense*, *Paradacna abichi*); fosilele conţinute de orizontul 2 arată, prin răspîndirea lor în scara stratigrafică, că acesta poate prezenta ponţianul mediu; iar depozitele orizontului 3, judecate după poziţia lor geometrică (la partea superioară a succesiunii) şi fosilele pe care, pe alocuri, totuşi le conţin (*Congeria triangularis*, *C. partschi*, *C. czyżeki*, *C. balatonica*, *C. croatica*, *Limnocardium inflatum* etc.) este posibil să aparţină ponţianului superior.

Deci, pentru depozitele formaţiunei lacustre, vîrsta poate fi:

Orizontul 1:	ponţian	inferior
Orizontul 2:	„	mediu
Orizontul 3:	„	superior.

b. *Formaţiunile cuaternare*

Depozitele cuaternare sînt răspîndite în lungul rîurilor şi pe pantele dealurilor şi constau din formaţiuni aluvionare şi formaţiuni epigenetice.

1. *Formaţiunile aluvionare*

a. Pleistocenul

Formaţiunile aluvionare, ce reprezintă pleistocenul, constau din depozitele care alcătuiesc terasele eşalonate, la diferite altitudini, în lungul rîurilor. În general, se poate distinge existenţa a 4 terase principale (T_1, T_2, T_3, T_4)

Terasa 1 (T_1) este răspîndită pe vîrful dealurilor mai înalte din jumătatea de nord a bazinului. Ea are 80—100 m altitudine faţă de nivelul apei Timişului. Se compune, începînd de jos în sus, din pietriş-bolovăniş (1—4 m); nisip gălbui grosier (1—3 m) şi argilă parţial solificată (1—4 m).

Vîrsta terasei T_1 este atribuită, de către Şt. Mateescu (1952), pregünzianului ca mod de formare şi glaciarului günz ca ridicare sub formă de terasă, iar de către C. Ghenea (1962), interglaciarului riss-würm.

Terasa 2 (T_2) este mai larg răspîndită în regiune. Aceasta se înalţă deasupra nivelului apei Timişului cu 35—65 m. Este constituită din nisip albicios grosier (1—2 m), pietriş albicios, mărunt (2—3 m), argilă nisipoasă, cenuşie-gălbuie, micacee, grosieră (0,80—1 m), nisip albicios, micaceu, grosier (1 m), pietriş gălbui, mărunt, nisipos, (4,20—5 m), argilă nisipoasă micacee, grosieră, moale (0,80—1 m), lut galben feruginos (0,90—1m), sol vegetal (0,30 m).

Vîrsta aluviunilor terasei T_2 este atribuită, de acelaşi autor, interglaciarului günz-mindel, ca mod de formare, iar reliefarea ei ca terasă, glaciarului mindel.

Terasa 3 (T_3) este destul de larg răspîndită în regiune. Ea se înalţă la circa 18—30 m deasupra nivelului apei Timişului. Aluviunile sale au o grosime medie de 5—6 m şi sînt aşezate în următoarea succesiune: prundiş roşcat, nisipos, micaceu, stratificat încrucişat (2,50 m), lut galben micaceu, fără stratificare (2 m), sol vegetal negru-brun (1 m).

Asupra vîrstei, Şt. Mateescu este de părere că aparţine interglaciarului mindel-riss, ca timp de acumulare, şi glaciarului riss, ca timp de ridicare.

Terasa 4 (T_4) este puţin răspîndită. Se găseşte deasupra nivelului apei Timişului abia la 2—5 m. Aluviunile sale au o grosime de circa 5 m şi constau din: pietriş-bolovăniş (3,90—4 m), nisip albicios (0,50—1 m), sol cenuşiu-închis nisipos (0,60—1 m).

Această terasă trece pe nesimţite cînd la terasa T_3 cînd la şesul aluvionar.

Vîrsta terasei T_4 este dată de Şt. Mateescu interglaciarului riss-würm, ca timp de acumulare, şi glaciarului würm ca timp de ridicare sub formă de terasă.

Vîrstele indicate de Şt. Mateescu le consider şi eu posibile.

b. Holocenul

Este reprezentat prin şesurile aluvionare din lungul rîurilor şi conurile de dejecţie de la gura unor torenţi.

În compunerea şesurilor aluvionare se găsesc : pietrişuri-bolovănişuri de bază (1—2 m), nisipuri (1—2 m), sol vegetal gălbui argilo-nisipos (1,10—0,50 m).

Conurile de dejecţie constau din tot felul de sfărîmături colţuroase aduse de unii torenţi şi depuse la gura lor de vărsare.

2. *Formaţiunile epigenetice*

Aceste formaţiuni sînt reprezentate prin dărîmături de pante, eluvii şi soluri, rezultate din alterarea pe loc a rocilor neogene. Mai răspîndite sînt solurile. Ele acoperă ca o mantie, de grosimi variabile, întreaga regiune şi sînt, după culoare, gălbui (frecvente), roşcate (frecvente), negre (puţin răspîndite), iar după compoziţie, nisipoase (frecvente), argiloase (cele mai frecvente), cu concreţiuni feromanganoase (frecvente), humoase (puţin răspîndite).

Ca vîrstă, toate solurile sînt pleistocene-holocene-actuale.

C. TECTONICA

Din punct de vedere tectonic regiunea se caracterizează prin aceea că ea are, ca aspect general, stratele mai mult sau mai puţin cutate, foarte frecvent faliate şi frecvent decroşate. Cutele, faliile şi decroşările detectate (prin observaţii de suprafaţă, lucrări de foraj şi miniere şi prin măsurători geofizice) sînt cele indicate pe harta geologică şi profilele geologice anexate lucrării (fig. 4 şi 5).

Cutele, ce se pot deosebi, sînt două sinclinale, mai mult sau mai puţin asimetrice, separate între ele printr-un anticlinal median ; ele sînt foarte apropiate în partea de sud şi mai distanţate spre nord.

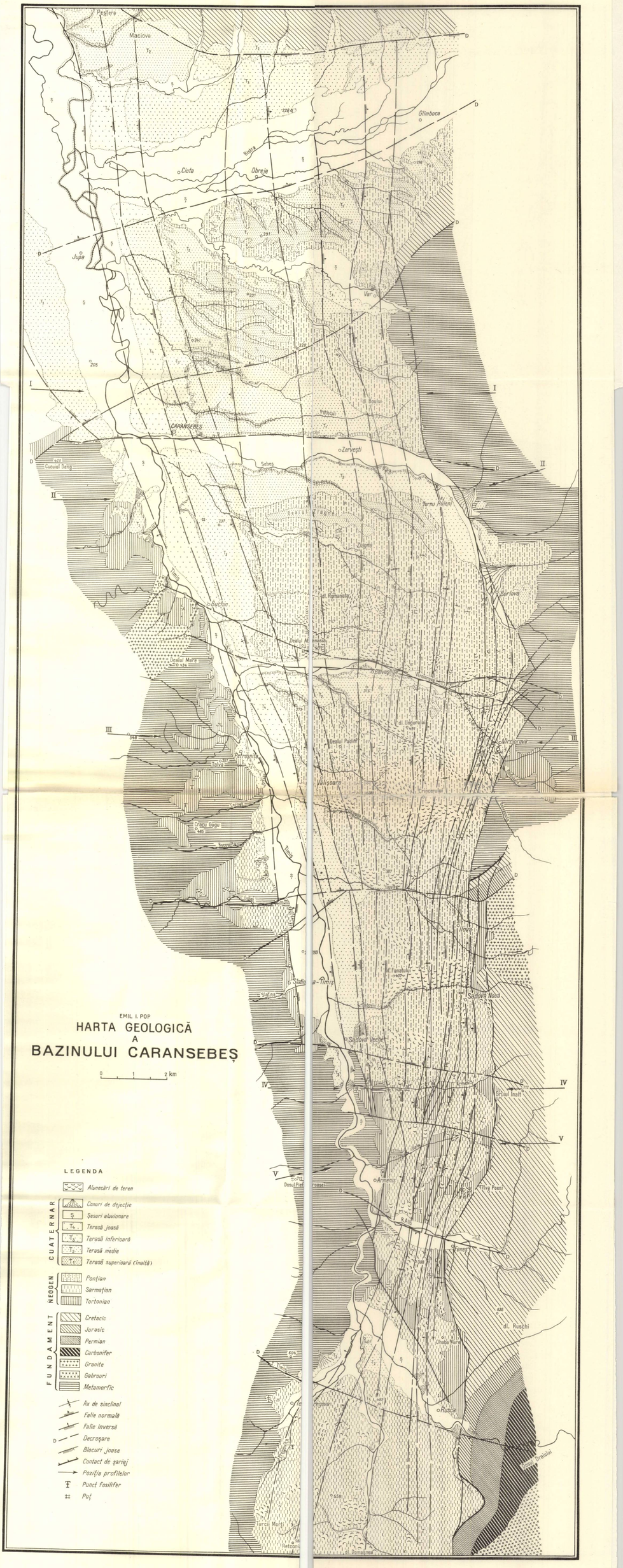
Faliile sînt deosebit de numeroase şi răspîndite în tot bazinul, afectînd atît fundamentul acestuia, cît şi sedimentarul. Unele sînt inverse (contemporane cutării), altele normale (posterioare cutării). În ansamblu formează un sistem paralel orientat circa nord—sud, strîns în regiune Armeniş şi divergent spre nord şi sud. Ele fragmentează puternic, longitudinal, cutele existente.

Dintre faliile existente, mai deosebite şi importante de semnalat, sînt :

Grupa Timiş, care se compune din 2—3 falii oblice normale, răspîndite paralel cu marginea vestică a regiunii, în lungul văii Timiş.

Grupa Vîrciorova, care constă din 7 falii, unele oblice normale, altele oblice inverse, răspîndite paralel cu marginea estică a regiunii. Pe traseul lor, terenul dintre ele este fie ridicat sub formă de horsturi, fie coborît sub formă de grabene (exemplu la Vîrciorova şi la Armeniş). Coborîrile în grabene sînt uneori deosebit de pronunţate, cum este cazul la Vîrciorova, unde s-a constatat că ating 1 620 m.

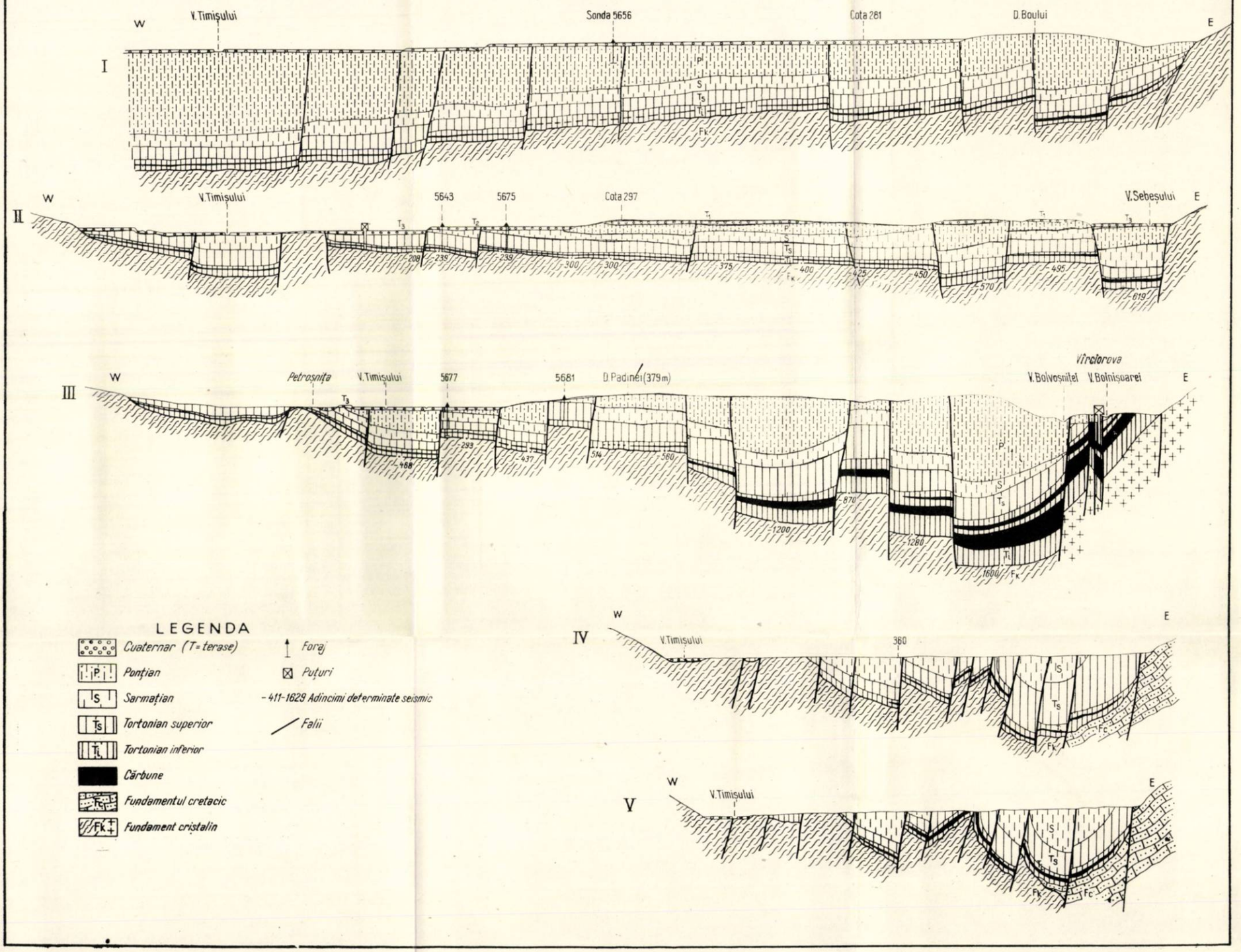
Grupa intermediară, care cuprinde 7 falii, normale şi inverse, răspîndite în largul bazinului de la nord la sud. Ele au fragmentat, de asemenea, terenul afectat în blocuri mai ridicate (horsturi) şi blocuri mai coborîte (grabene).


Peștera
Maciova
Glimboca
Cliuta
Obreja
Jupa
Var
CARANSEBEȘ
Zervești
Cucuiul Dellș
Sebeș
Turnu Ruieni
Zlagna
Buchin
Dealul Mare
Dealul Padinii
Talva
Valișoara
Dracu Sirgu
Slatina
Sadova Veche
Sadova Noua
Armeniș
Tîlva Poeni
Ruscița
Turcii Morți
Retezat
Dosul Piet
Gruiul Inalt
Gruiul Jos
Dl. Ruschi
Dl. Romanița
Dl. Ungurului
Dl. Bolii
Dl. Dumbrava
Valea Mare
Valea Rea
Valea Rece
Valea Rusca
Valea Ruschi
Valea Ruschița
Valea Ruschița Mare
Valea Ruschița Mică
Valea Ruschița Mijlocie
Valea Ruschița Superioară
Valea Ruschița Inferioară

EMIL I. POP

PROFILE GEOLOGICE TRANSVERSALE PRIN BAZINUL CARANSEBEȘULUI

0 250 500 700 1000 m



LEGENDA

- Cuaternar (T = terase)
- Pontian
- Sarmațian
- Tortonian superior
- Tortonian inferior
- Cărbune
- Fundamentul cretacic
- Fundament cristalin
- Foraj
- Puțuri
- 411–1629 Adîncimi determinate seismic
- Falii

Fig. 5

Cît priveşte *decroşările*, acestea sînt transversale peste bazin. Au luat naştere, cu siguranţă, o dată cu încreţirea stratelor din bazin şi sub influenţa aceloraşi forţe tectonice laterale de împingere. Datorită lor, porţiuni de bazin şi fundament au fost rupte şi deplasate treptat spre est.

O altă problemă, deosebit de importantă de semnalat, mai este aceea a *adîncimii fundamentului*. În această privinţă, datele culese din lucrările de foraj şi măsurările geofizice sînt edificatoare. Astfel, fundamentul bazinului nu se găseşte peste tot la aceeaşi adîncime : există locuri unde este mai puţin adînc, în jur de 200—300 m (Caransebeş) şi locuri unde este mai adînc sau chiar foarte adînc, peste 1 600 (la vest de Vîrciorova).

În sfîrşit, mai adaug că pantele dealurilor din regiune sînt, deseori, deranjate superficial şi de *alunecări de teren*. Acestea sînt, ca tipuri, fie insecvente (cele mai răspîndite), fie consecvente (puţin răspîndite). Unele sînt fixate, altele active.

VI. CONCLUZII

Din cele arătate, principalele concluzii ce se pot releva sînt :

1. Sedimentarea în regiune a început o dată cu tortonianul inferior, a fost întreruptă în timpul postsarmatic-antepontic şi s-a terminat o dată cu ponţianul superior.
2. Etajele existente în regiune sînt : tortonianul inferior, tortonianul superior, sarmaţianul şi ponţianul s. str.
3. Tortonianul inferior constă dintr-o formaţiune bazală, tortonianul superior din una marină, sarmaţianul din una salmastră, iar ponţianul din una lacustră.
4. Regimul de sedimentare a fost aproape tot timpul, de subsidenţă şi s-a terminat prin colmatare.
5. Condiţiile biologice au fost, deseori, foarte favorabile dezvoltării vieţuitoarelor cochilifere, uneori însă nefavorabile, fapt pentru care succesiunea de depozite este, de multe ori, abundent fosiliferă, dar uneori şi nefosiliferă.
6. Tectonic, stratele sînt cutate sub formă a două sinclinale marginale şi un anticlinal median, toate trei puternic faliate longitudinal, decroşate transversal şi orientate aproximativ nord—sud.
7. Adîncimea fundamentului este foarte variabilă — de la 200—300 m la 1 000—1620 m.

GÉOLOGIE DU BASSIN DE CARANSEBEŞ

RÉSUMÉ

Le Basin de Caransebeş est situé dans le Banat, sur la vallée du Timiş, entre les monts Semenic, Ţarcu, Poiana Ruscă et le Bassin de Mehadia.

La géologie du bassin consiste en dépôts néogènes et quaternaires, qui s'appuient sur un fondement cristallin et sédimentaire paléo-mésozoïque.

Le fondement cristallin est composé de gneiss, micachistes, quartzites, phyllites, calcaires cristallins et granites ; le sédimentaire paléo-mésozoïque est formé de dépôts carbonifères (conglomérats, grès, calcaires), permiens (conglomérats, grès, argiles), jurassiques (conglomérats, grès, marnes) et crétacés (grès, calcaires).

Les dépôts néogènes constituent 4 formations géologiques, différentes, comme facies et comme âges : une formation basale représentant le Tortonien inférieur, une formation marine représentant le Tortonien supérieur, une formation saumâtre représentant le Sarmatien et une formation lacustre représentant le Pontien.

Le Tortonien inférieur est composé, caractéristiquement, d'argiles grises, tufs dacitiques blancs, bentonites jaunâtres et charbons noirs brunâtres, dépôts seulement très rarement fossilifères, avec des foraminifères, des ostracodes, des lamellibranches et des gastéropodes.

Le Tortonien supérieur consiste, caractéristiquement, en marnes grises, sables et grès jaunâtres et calcaires blanchâtres, dépôts fossilifères, très abondants, avec des foraminifères, hexacoraliaires, bryozoaires, lamellibranches, gastéropodes et échinides.

Le Sarmatien est formé, caractéristiquement, d'argiles et marnes grises, sables, grès, graviers et conglomérats jaunâtres, dépôts fossilifères parfois très abondants, avec des lamellibranches et des gastéropodes.

Le Pontien est constitué, caractéristiquement, par des argiles et des marnes grises, des sables et des graviers jaunâtres, dépôts fossilifères, avec des ostracodes, lamellibranches et gastéropodes.

Les dépôts quaternaires représentent le Pléistocène et le Holocène.

Le Pléistocène este représenté par des graviers et des sables de terrasses. On peut distinguer 4 terrasses.

Le Holocène est représenté par des graviers et sables de plaines alluvionnaires et de cônes de déjection, par des débris éluviaux et par des sols.

Du point de vue tectonique le terrain est plié sous forme de deux synclinaux et un anticlinal et fragmenté en blocs tectoniques par de nombreuses failles longitudinales (inverses et normales) et par de nombreux décrochements transversaux.

BIBLIOGRAFIE

Codarcea Al., (1942), *Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinți*, An. Inst. geol. Rom., **XX**.

Feru M., Mihăilă N. (1963), *Cercetări geologice și hidrogeologice în bazinul Timișului (zona Caransebeș-Lugoj)*, St. teh. ec., Inst. geol., Seria E, Hidrogeol., *6*.

Ghenea C., (1963) *Cercetări geologice și hidrogeologice în regiunea văilor Timiș și Bistra, între Slatina-Timiș și Oțelu Roșu*, D.S. Inst. geol., **XLIV** (1956–1957).

Halavats I. (1894). *Die Socsan Tînovaer Neogen Bucht im Komitate Krasso –Szöreny*, Földt. Közl., **XXVI**, Jahresb. d.k. ung. goeol. Anst.f. 1892, Budapesta – (1897), *Die westliche Umgebung von Caransebeș*, Jahresb. d.k. ung. geol. Anst. f. 1894, Budapesta.

Hörnes R., (1874) *Über Tertiärconchylien aus dem Banat*, Verh. d.k.k. geol. R.A.–(1875), *Valenciennesia–Schichten aus dem Banat*, Jahrb. d.k.k. geol. R.A., **XXV**, Viena. –(1876) *Beiträge zur kenntnis der Noegen-Ablagerungen im Banat*, Verh. d.k.k. geol. R.A., Viena.

JEKELIUS E., (1944) *Sarmat und Pont von Soceni*, Mem. Inst. geol. Rom., **V**.
POP I.E. (1954), *Bazinul neogen al Caransebeşului, între Poarta şi Caransebeş*, D.S. Com. geol. **XXXVIII**.
— (1958, *Studiul geologic al Bazinului Mehadia*, An. Com. geol. XXX.
— (1961) *Neogenul şi Cuaternarul dintre V. Timişului şi V. Pogănişului (Banat)*, Lucr. şt. I.M.P. **II**.
SCHAFARZIK FR. (1895) *Die geologischen Verhältnisse der nördlichen und östlichen Umgebung von Teregova*, Jahresb. d.k. ung. geol. Anst.
— (1898) *Über die geologischen Verhältnisse d. Umgebung von Örmenyes und Verscerova südl. von Karansebeş*, Jahresb. d. kgl. ung. geol. R.A. f. 1896 Budapesta.

Primit în redacţie la 3 aprilie 1972

Institutul de mine
Petroşani

SUBFAMILIA *CYCLAMMININAE* (*FORAMINIFERIDA*) ÎN OLIGO-MIOCENUL DIN TRANSILVANIA DE NORD

DE

GH. POPESCU

55(05)

Depozitele marnoase oligo-miocene din nordul Transilvaniei conţin o bogată asociaţie de foraminifere aglutinante bine conservate care, datorită fenomenului de piritizare a cavităţilor interne, sînt susceptibile de a fi studiate în secţiuni subţiri. Intervalul stratigrafic din care provine materialul ce-l vom pezenta în această notă corespunde rupelian-burdigalianului (cuprinde intervalul dintre zona cu *Globigerina tapuriensis/Globigerina tripartita* şi zona cu *Globigerinoides triloba/Globigerinoides ampliapertura* ori zonele P 18—N 6 după B l o w, 1969). Materialul eocen care va fi discutat aici ne-a fost pus la dispoziţie de colegele E l e n a B r a t u şi J e a n a S ă n d u l e s c u, precum şi de către dr. I. C o s t e a, cărora le mulţumim pe această cale.

Subfamilia *Cyclammininae* este reprezentată în oligo-miocenul din nordul Transilvaniei prin genurile *Cyclammina* şi *Alveolophragmium*.

Genul *Cyclammina* (genotip *C. cancelata* Brady) a fost instituit de B r a d y. El grupează specii asemănătoare ca aspect exterior cu genul *Haplophragmoides*, dar care au o structură internă complexă, iar apertura principală sub forma unei fante curbe în poziţie ecuatorială, la baza feţei aperturale şi cu deschideri suplimentare circulare (uneori destul de numeroase) deasupra deschiderii principale. Alveolele, a căror legătură cu lumenul se face prinr-un orificiu cu un diametru mult mai mic decît cel al alveolelor, se bifurcă la unul sau două nivele, rezultînd alveole de ordin secundar sau terţiar (B r ö n n i m a n n, 1951).

Genul *Alveolophragmium* (genotip *Alveolophragmium orbiculatum* Stschedrina) grupează specii asemănătoare la exterior cu genul *Haplophragmoides*, dar cu o structură internă alveolară, iar apertura sub forma unei fante alungite, în poziţie ecuatorială.

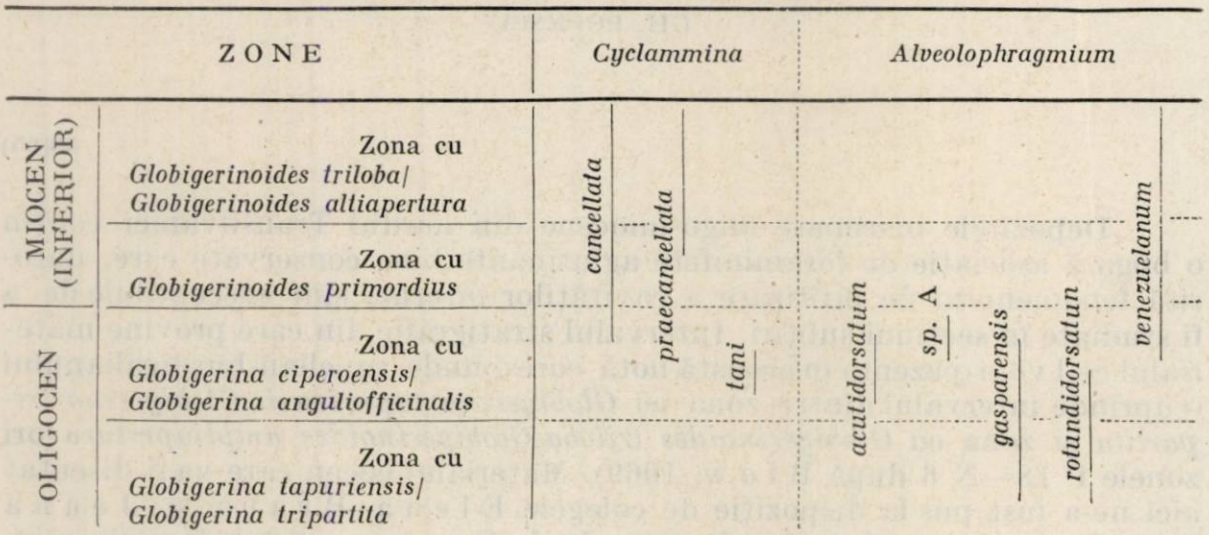
În 1954, W o l f M a y n c, plecînd de la falsa premisă că genul *Alveolophragmium* are o structură internă pseudoalveolară, creează genul *Reticulophragmium* (genotip *Alveolophragmium venezuelanum* Maync) pen-

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, 17, nr. 2, p. 299—321, Bucureşti, 1972

tru acele specii asemănătoare la exterior cu genul *Alveolophragmium*, dar care au o structură internă alveolară veritabilă. Avînd ocazia să vadă cîteva exemplare tipice de *Alveolophragmium*, M a y n c (1958) recunoaşte şi aici structura alveolară veritabilă, dar în loc să desfiinţeze genul *Reticulophragmium* restrînge genul lui S t s c h e d r i n a la acele specii care au apertura ecuatorială, areală, mărginită de o buză distinctă. Pentru B a n n e r (1970), *Reticulophragmium* are rang de subgen în cadrul genului *Alveolophragmium*. Credem că este mai corect (avînd în vedere definiţia iniţială a genului) să se renunţe la folosirea genului *Reticulophragmium*.

Tabelul nr. 1

Tabelul distribuţiei stratigrafice a unor reprezentanţi ai subfamiliei *Cyclammininae* **în oligo-miocenul din nordul Transilvaniei**



SISTEMATICA

Subfamilia **CYCLAMMININAE** Marie, 1941

Genul **C y c l a m m i n a** Brady, 1879

Cyclammina cancellata Brady, 1879

(pl. I, fig. 7—10; pl. III, fig. 20, 22, 24—25; pl. IV, fig. 32; pl. V, fig. 33, 35; pl. VIII, fig. 55—56)

Cyclammina cancellata Brady, 1879, *Notes on some of the Reticularian Rhizopoda of the „Challenger" Expedition. I. On new or little Known Arenaceous Types*, Quart, Jour. Micr. Sci., Londra n. s. vol. 19 (figura tip în Brady, 1884, pl. XXXVII, fig. 8—16) (fide Ellis & Messina, 1940).

Observaţii. Taxon frecvent în depozitele oligo-miocene din nordul Transilvaniei. Primele exemplare care pot fi atribuite acestei specii apar

în oligocenul superior (în zona cu *Globigerina ciperoensis/Globigerina angulofficinalis*), dar dezvoltarea maximă a fost înregistrată în miocenul inferior. Specia este foarte variabilă ca formă și mărime a testului. Specimenele microsferice (în secțiuni ecuatoriale) sînt alcătuite din 3—4 tururi de spiră, ultimul tur format din 13—15 camere ; specimenele megasferice sînt alcătuite numai din 2—2,5 tururi, iar ultimul tur are 9—10 camere.

Foarte apropiată ca aspect exterior și ca structură internă este *Cyclammina apenninica* descrisă de E m i l i a n i (1954) din oligocenul din nordul Italiei, specie care pare mai puțin evoluată decît *C. cancellata*.

Diametrul maxim, 1,9—3 mm.

Cyclammina praecancellata Voloshinova, 1939

(pl. I, fig. 11—12 ; pl. III, fig. 21 ; pl. IV, fig. 30 ; pl. VIII, fig. 53—54)

Cyclammina praecancellata Voloshinova, 1939, *O foraminiferah iz treticinih otlojenii vostocinogo poberejia Sahalina i Kamciatki*, Tr. NIGRI, ser. A, vol. 116, Leningrad, p. 82 pl. III, fig. 1 (fide Ellis & Messina) ; Voloshinova & Budasheva, 1961, p. 216, pl. XV, fig. 15, pl. XVI, fig. 1 (holotip), 2.

Observații. Primele apariții ale speciei în nordul Transilvaniei sînt consemnate în miocenul inferior (în zona cu *Globigerinoides triloba/Globigerinoides altiapertura*). Caracteristic speciei (fapt observat atît la specimenele microsferice, cît și la cele megasferice) este apariția unor praguri sub aperturile primare care sînt atașate de turul precedent astfel încît în secțiuni subțiri profilul turului acoperit este ondulat în dreptul aperturii fiecărei camere de pe turul următor.

Deși etimologia numelui speciei ar indica-o drept precursor al speciei *Cyclammina cancellata*, se pare că de fapt evoluează din aceasta. Cele două specii sînt foarte apropiate, deosebirile dintre ele constînd în forma lumenului (mai înalt și mai strîmt la *Cyclammina praecancellata*) și prin numărul de alveole (mai mic la *C. cancellata*). *Cyclammina praecancellata* a fost întîlnită în partea superioară a stratelor de Chechiș și în partea inferioară a stratelor de Hida.

Diametrul maxim 1,15 mm[1].

Cyclammina tani Ishizaki, 1941

(pl. III, fig. 23)

Cyclammina tani Ishizaki, 1941, *A note on Cyclammina from Taiwan (Formosa)*, 1941, vol. 12, p. 25, pl. 4, fig. 1—5 (fide Ellis & Messina)

Observații. Specia are o frecvență excepțională în oligocenul superior din Transilvania de nord în stratele de Gostila.

---

[1] Dimensiunile date sînt pentru specimenele figurate.

Caracteristic speciei este aspectul oarecum asimetric bilateral, iar în secţiune ecuatorială numărul foarte ridicat de alveole.

Diametrul maxim, 1,35 mm.

Genul **Alveolophragmium** Stschedrina, 1936

Alveolophragmium acutidorsatum (Hantken), 1868

(pl. I, fig. 1—2; pl. II, fig. 16; pl. V, fig. 31; pl. VI, fig. 43; pl. VII, fig. 45, 48)

Haplophragmium acutidorsatum Hantken, 1868, p. 82, pl. I, fig. 1; Hantken, 1875, p. 12, pl. I, fig. 1.

Observaţii. Am atribuit speciei *Alveolophragmium acutidorsatum* specimene ce sînt foarte apropiate ca descriere şi figurare de holotip. Din păcate nu avem date în legătură cu structura internă a speciei exceptînd lucrările lui Cicha şi Zapletelova (1963, 1966). Mazjon (1962) consideră că *Alveolophragmium acutidorsatum* este un sinonim junior al speciei *Haplophragmium placenta* Reuss.

Au fost secţionate (în plan ecuatorial) specimene microsferice (cu 13—14 camere pe ultimul tur) şi specimene megalosferice (9—11 camere pe ultimul tur de spiră). Ca structură internă, *Alveolophragmium acutidorsatum* este apropiat de *A. gasparensis*, dar se deosebesc (ca aspect exterior) prin faptul că *A. acutidorsatum* este aproape aplatisat, în timp ce *A. gasparensis* are, în vedere sagitală, un contur rombic, iar ombilicul strîmt şi adînc.

Alveolophragmium acutidorsatum este prezent numai în partea medie şi superioară a stratelor de Gostila, în oligocenul terminal.

Diametrul maxim: 0,91 mm.

Alveolophragmium gasparensis (Bermudez), 1949

(pl. I, fig. 5—6; pl. II, fig. 14, 18; pl. V, fig. 34, 36; pl. VI, fig. 41—42, 44; pl. VII, fig. 46)

Cyclammina gasparensis Bermudez, 1949, *Tertiary smaller foraminifera of the Dominican Republic*, Cushman Lab. Foram. Res., Sp. publ., 25, p. 53, pl. I, fig. 47—48 (fide Ellis & Messina).

Observaţii. Specie de dimensiuni mici, cu un ombilic strîmt şi cu aria periombilicală elevată; profilul ecuatorial rotunjit, uneori uşor lobat; marginea periferică ascuţită.

În secţiuni ecuatoriale se disting 3—3,5 tururi de spiră la specimenele microsferice şi 2—2,5 tururi la specimenele megalosferice.

Caracteristic speciei este lumenul înalt şi lobii în număr de 3 şi numai rar 4 care, în stadiul adult, se divid dicotomic, dînd naştere alveolelor secundare; septa groasă.

Alveolophragmium gasparensis este o specie apropiată de *A. acutidorsatum* de care diferă în secţiune ecuatorială prin faptul că lumenul este înalt.

Diametrul maxim, 0,55—0,75 mm.

Alveolophragmium orbicularis (Brady), 1881

(pl. II, fig. 13; pl. VI, fig. 40).

Cyclammina orbicularis Brady, 1881, *Note on some of the Reticularian Rhizopoda of the „Challenger" Expedition: Part III*, Quart. Jour. Micr. Sci. Londra, n.s., vol. 21, p. 53 (figura tip în Brady, 1884, pl. XXXVII, fig. 17—19) (fide Ellis & Messina).

Cyclammina suborbicularis Grzybowski, 1896, p. 284, p. 9, fig. 5—6.

Cyclammina? rotundidorsata Geroch & Gradzinski, 1955 (non Hantken, 1875), p. 40, pl. IV, fig. 5—9; pl. V, fig. 9.

Alveolophragmium (Reticulophragmium) orbicularis (Brady). Banner, 1970, pl. III, fig. 1; pl. XI, fig. 1—5.

Observaţii. Materialul studiat provine din depozite eocene din Carpaţii Orientali. În secţiuni subţiri se disting 1,5—2 tururi de spiră la specimenele megasferice şi 3—3,5 tururi la specimenele microsferice. Din lumen pornesc spre exterior cîte 4—6 lobi simpli care, uneori, la ultimele camere, prezintă o vagă tendinţă de bifurcare. Septa radială, dreaptă, cu o mică îngroşare în partea bazală, care de fapt reprezintă un început de buză aperturală. *Alveolophragmium orbicularis* a fost întîlnit mereu în asociaţie cu *Alveolophragmium pussilum.*

O specie apropiată este *Cyclammina caneriverensis* Hussey, 1943 (Jour. Pal., vol. 17, p. 160, pl. XXVI, fig. 12) care a fost descrisă din depozite eocene de pe Cane River (Louisiana); este posibil ca specia lui H u s s e y să fie un sinonim junior al speciei *A. orbicularis.*

Diametrul maxim, 0,50 mm.

Alveolophragmium pussilum (Brady), 1881

(pl. IV, fig. 26, 27; pl. VI, fig. 38, 39)

Cyclammina pussila Brady, 1881, *Notes on some Reticularian Rhizopoda of the „Challenger" Expedition: Part. III*, Quart. Jour. Micr. Sci. Londra, n. s., vol. 21, p. 53 (figura tip în Brady, 1884, pl. XXXVII, fig. 20—23) (fide Ellis & Messina); Schubert, 1902, p. 22, pl. I, fig. 32; Noth, 1912, p. 15, pl. I, fig. 7.

Cyclammina amplectens Grzybowski, 1898, p. 292, pl. XII, fig. 1—3; Geroch & Gradzinski, 1955, p. 39, pl. IV, fig. 10—13; pl. V, fig. 10.

Observaţii. Este cunoscut că speciile *A. pussilum* şi *A. orbicularis* au fost descrise de B r a d y dintr-un material dragat de vasul „Challenger" în staţia nr. 323 (35°39' lat. S/50°47' long.V) din sudul Atlanticului şi considerate de numeroşi autori că ar proveni din depozite holocene.

Sîntem înclinaţi să credem (ţinînd cont de faptul că speciile au fost menţionate ulterior numai din depozite eocene şi niciodată din depozite mai noi) că materialul dragat de „Challenger" în staţia 323 provenea din depozite eocene sau că este vorba de o remaniere a speciilor tipice eocenului în depozite mai noi.

O specie foarte apropiată de *A. pussilum* (probabil sinonimă) este *Cyclammina grangei* Finlay (1940, p. 448, pl. 62, fig. 3—4). Specimenul descris şi figurat de F i n l a y din depozite bortoniene din Noua Zeelandă pare a fi forma megasferică a speciei *Alveolophragmium pussilum*.

Diametrul maxim, 0,80 mm.

Alveolophragmium rotundidorsatum (Hantken), 1875

(pl. I, fig. 3, 4; pl. II, fig. 15; pl. IV, fig. 29; pl. V, fig. 37; pl. VII, fig. 47, 49)

Haplophragmium rotundidorsatum Hantken, 1875, p. 12, pl. I, fig. 2.

Observaţii. Taxon frecvent în oligocenul mediu (rupelian) din Transilvania. Specia are dimensiuni mari, marginea periferică rotunjită, uneori aproape aplatisată. În secţiuni subţiri se disting, la specimenele microsferice, 3—3,5 tururi de spiră, ultimul alcătuit din 9—11 camere; lumenul înalt, bine dezvoltat, cu aspect subtrapezoidal, din care pornesc 4—5 lobi ce se divid dicotomic la două nivele, subţiindu-se la fiecare bifurcare. Septele groase sînt străbătute de canale care însă nu reuşesc să le străpungă complet, aşa cum se întîmplă la genul *Cyclammina*.

B a n n e r (1970) figurează un specimen sub numele de *Alveolophragmium* (*Reticulophragmium*) sp. aff. *praecancellatum* (pl. XI, fig. 8) care, în secţiune ecuatorială este asemănător cu *A. rotundidorsatum*.

M u y l a e r t (1966) separă speciile întîlnite în Marocul septentrional în două grupe: prima, cu periferia ascuţită şi a doua, cu periferia rotunjită; cele două grupe prefigurează de fapt două importante linii morfofiletice la *Cyclamminainae*. *Alveolophragmium rotundidorsatum* figurează în schema acestuia ca specie intermediară între *Cyclammina suborbicularis* (=*Alveolophragmium orbicularis*) şi *Cyclammina* cf. *pleshakowi*.

Diametrul maxim 1,45—2,30 mm.

Alveolophragmium venezuelanum Maync, 1952

(pl. VII, fig. 50)

Haplophragmium emancium Renz, 1948 (non Brady), p. 142, pl. I, fig. 6.
Alveolophragmium venezuelanum Maync, 1952, p. 141, pl. 22, fig. 1—8.

Observaţii. Specimene tipice aparţinînd acestui taxon au fost întîlnite de noi în depozite miocene inferioare (în zona cu *Globigerinoides triloba/Globigerinoides altiapertura*). Se caracterizează printr-o structură internă alveolară, complicată, la care se pot distinge şi alveole de grad

PLANȘA I

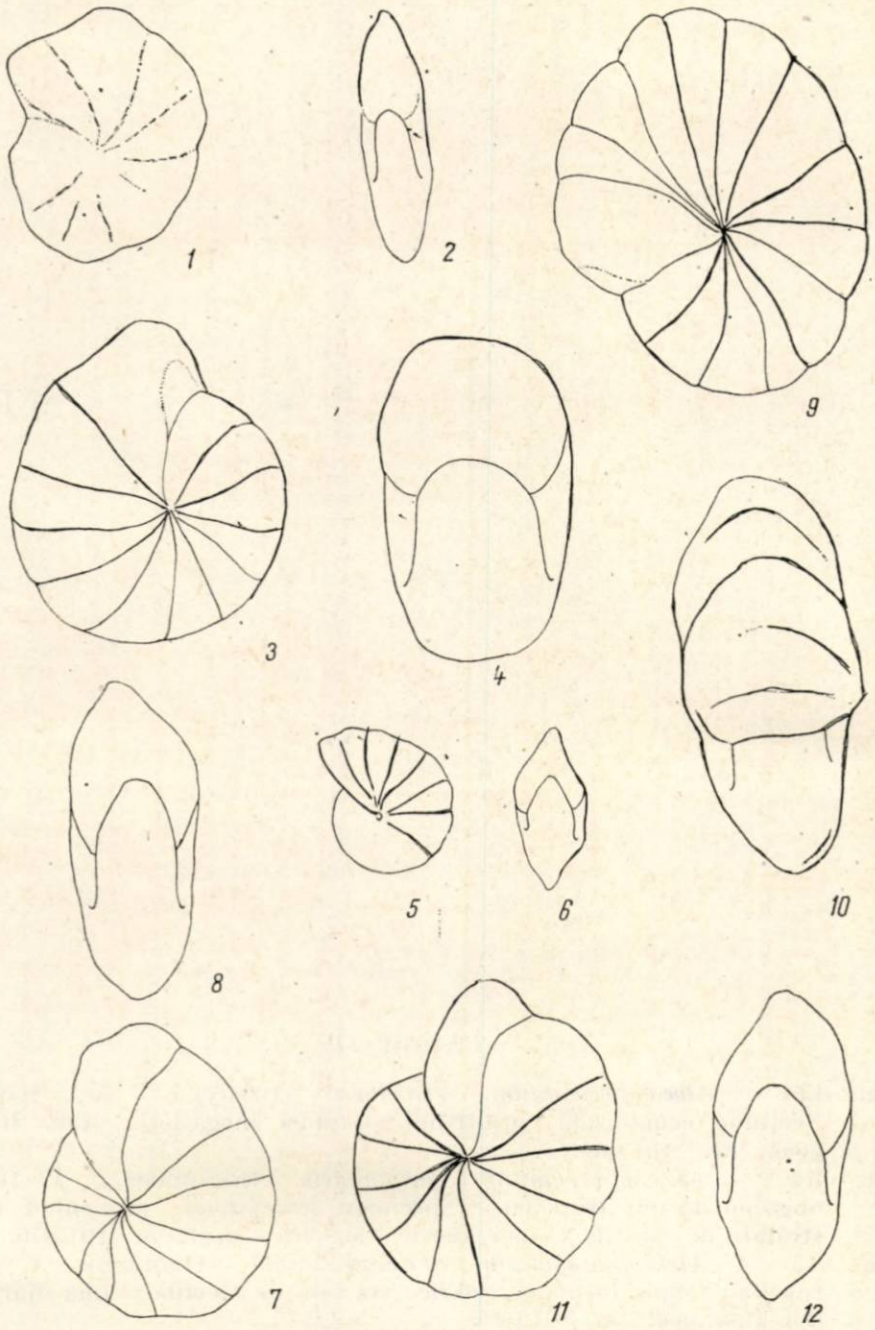


Fig. 1—2. — *Alveolophragmium acutidorsatum* (Hantken); × 42; fig. 1. — profil axial; fig. 2 — profil ecuatorial.
Fig. 3—4. — *Alveolophragmium rotundidorsatum* (Hantken); × 42; fig. 3. — profil axial; fig. 4 — profil ecuatorial.
Fig. 5—6. — *Alveolophragmium gasparensis* (Bermudez); × 42; fig. 5. — profil axial; fig. 6 — profil ecuatorial.
Fig. 7—10. — *Cyclammina cancellata* Brady; × 42; fig. 7 și 9 — profil axial; fig. 8 și 10 — profil ecuatorial.
Fig. 11—12. — *Cyclammina praecancellata* Voloshinova; × 42; fig. 11. — profil axial; fig. 12 — profil ecuatorial.

PLANȘA II

Fig. 13. — *Alveolophragmium orbicularis* (Brady), × 90; eocen. Secțiune ecuatorială printr-un specimen megasferic; Col. Inst. geol. nr. 101 069.

Fig. 14. — *Alveolophragmium gasparensis* (Bermudez); × 106; oligocen mediu (rupelian). Specimen microsferic provenind din stratele de Gostila (Vima Mare); Col. Inst. geol., nr. 101 070.

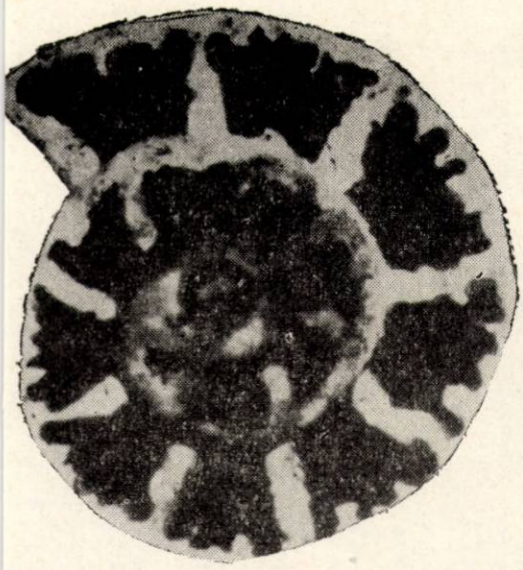
Fig. 15. — *Alveolophragmium rotundidorsatum* (Hantken); × 36; rupelian. Specimen microsferic; stratele de Gostila (Vima Mare); Col. Inst. geol., nr. 101 071.

Fig. 16. — *Alveolophragmium acutidorsatum* (Hantken); × 70; oligocen superior (egerian); strate de Gostila (Vima Mare); Col. Inst. geol., nr. 101 072.

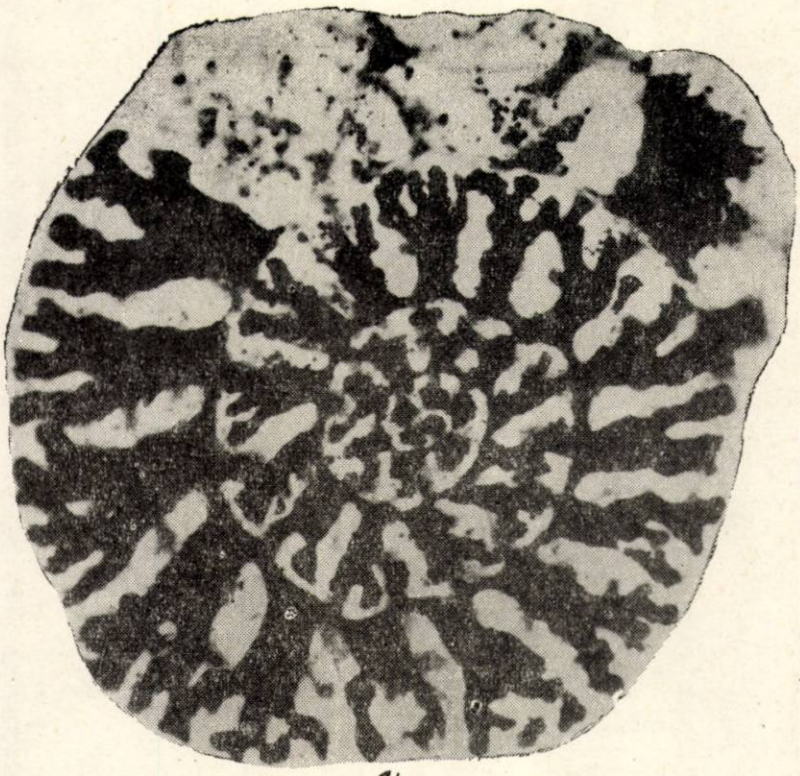
Fig. 17. — *Alveolophragmium* cf. *rotundidorsatum*; × 36; rupelian. Specimen microsferic; stratele de Gostila (Vima Mare); Col. Inst. geol., nr. 101 073.

Fig. 18. — *Alveolophragmium gasparensis* (Bermudez); × 120; rupelian. Specimen megasferic, stratele de Gostila (Vima Mare); Col. Inst. geol., nr. 101 074.

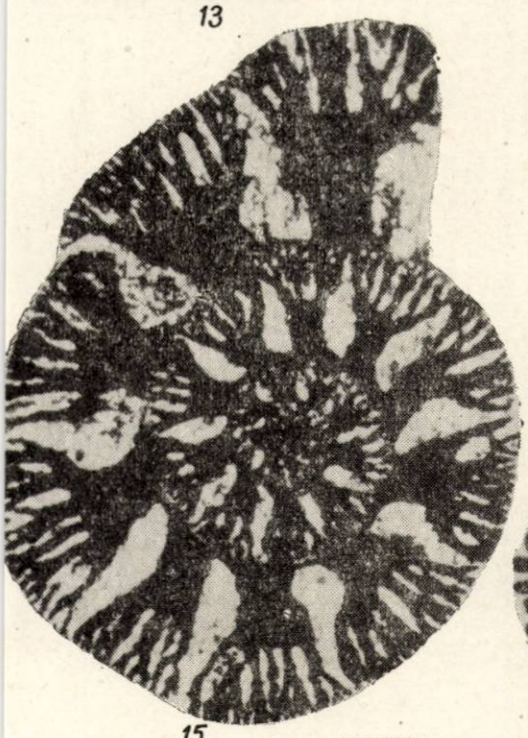
Fig. 19. — *Alveolophragmium* sp. A; × 70; oligocen superior (egerian). Specimen megasferic provenind din stratele de Gostila; Cosl. Inst. geol., nr. 101 075.



13



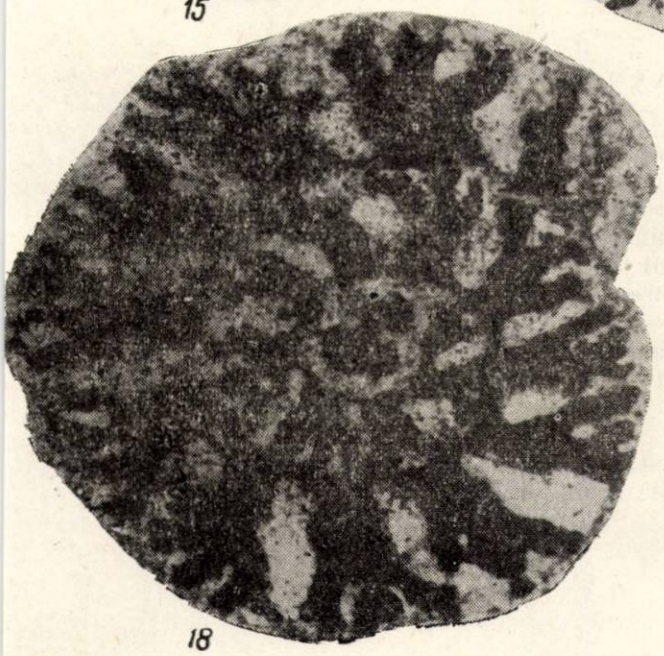
14



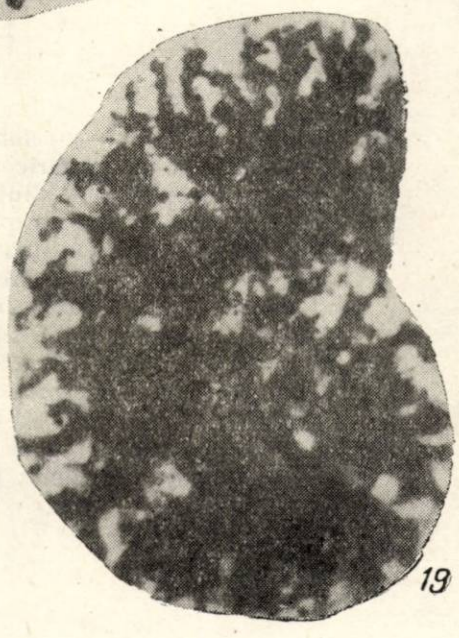
15

16

17



18



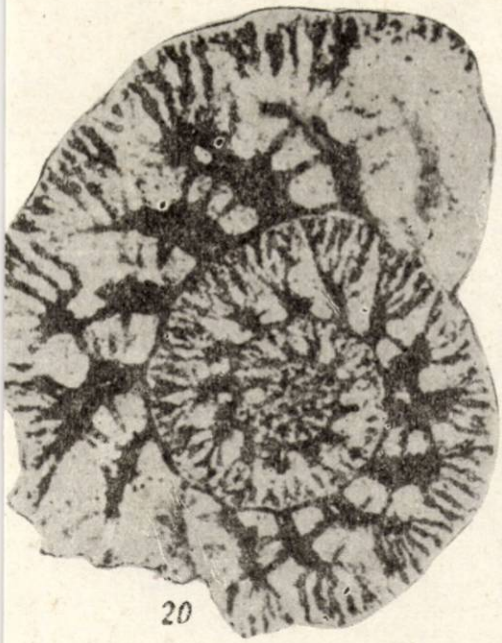
19

PLANȘA III

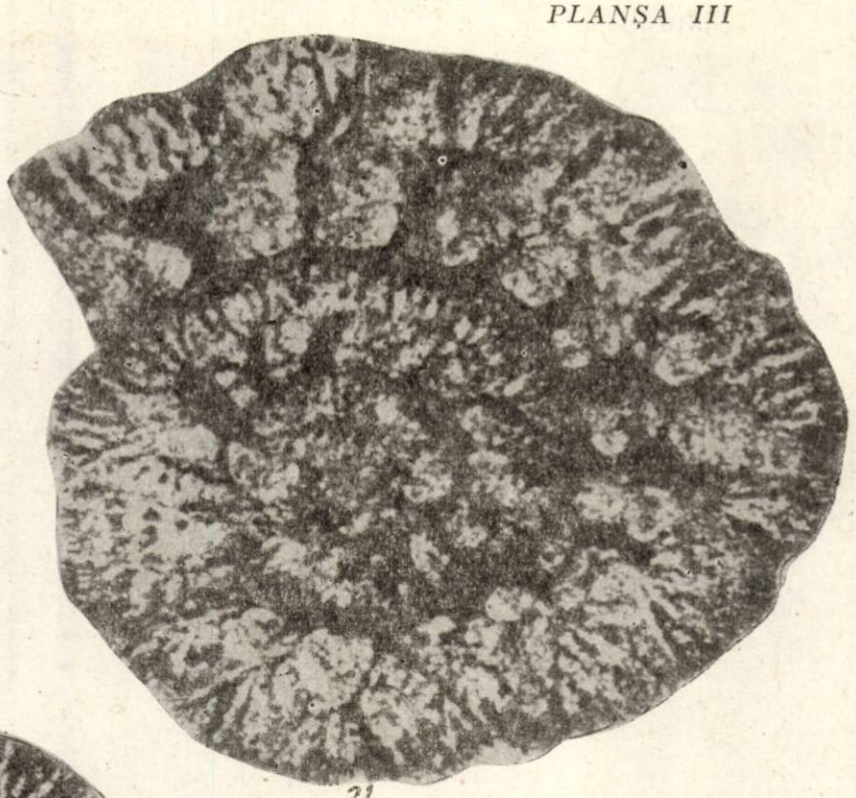
Fig. 20, 22, 24—25. — *Cyclammina cancellata* Brady; × 36. Fig. 20 — specimen microsferic provenind din stratele de Hida (Burdigalian), Chiuiești, jud. Cluj; Col. Inst. geol., nr. 101 076; fig. 24, — specimen microsferic provenind din stratele de Gostila, partea medie (egerian); Col. Inst. geol., nr. 101 080; fig. 22, — specimen microsferic, stratele de Chechiș, Chendrea, jud. Sălaj (aquitanian); Col. Inst. geol., nr. 101 078; fig. 25. — specimen megasferic, stratele de Chechiș, Chechiș, jud. Sălaj (aquitanian); Col. Inst. geol., nr. 101 081.

Fig. 21. — *Cyclammina praecancellata* Voloshinova; × 40; aquitanian. Specimen microsferic, stratele de Chechiș, Bălan, jud. Sălaj; Col. Inst. geol., nr. 101 077.

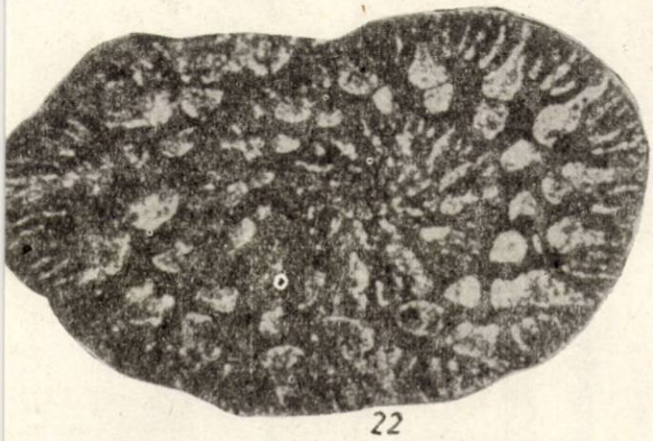
Fig. 23. — *Cyclammina tani* Ishizaki; × 36; stratele de Gostila, partea medie (egerian); Col. Inst. geol., nr. 101 079.



20

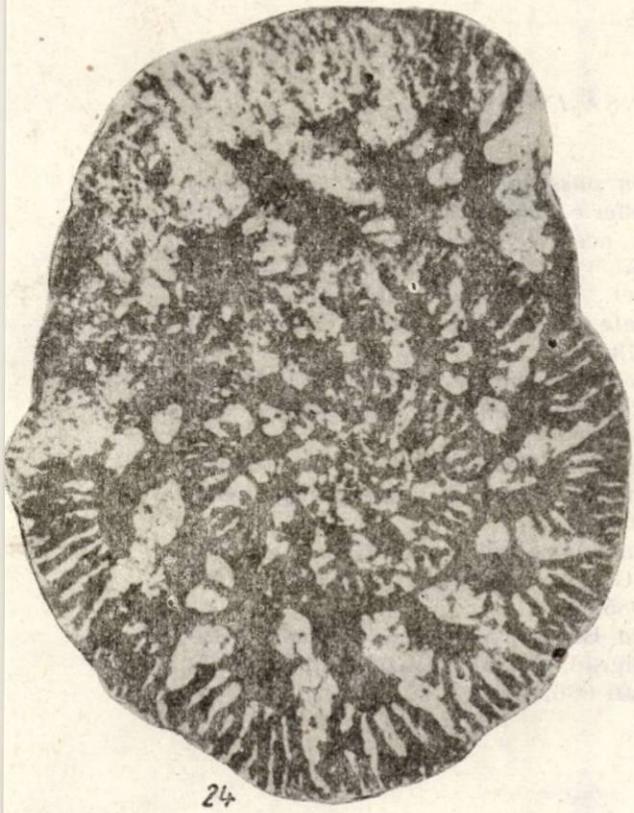


21



22

23



24

25

PLANȘA IV

Fig. 26—27. — *Alveolophragmium pussilum* (Brady; × 70; eocen. Specimen microsferic. Fig. 26 — secțiune ecuatorială; fig. 27 — același specimen fotografiat în lumină transmisă; Col. Inst. geol., nr. 101 082.

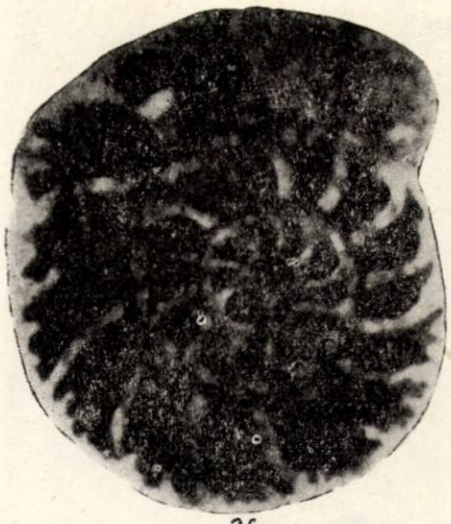
Fig. 28. — *Alveolophragmium* cf. *rotundidorsatum* (Hantken); × 36; rupelian; strate de Gostila, Vima Mare; Col. Inst. geol.,nr. 101 073.

Fig. 29. — *Alveolophragmium rotundidorsatum* (Hantken); × 90; rupelian; strate de Gostila, partea inferioară; Col. Inst. geol., nr. 101 083.

Fig. 30. — *Cyclammina praecancellata* Voloshinova; × 70; burdigalian; stratele de Hida, (Chiuiești, jud. Cluj); Col. Inst. geol., nr. 101 084.

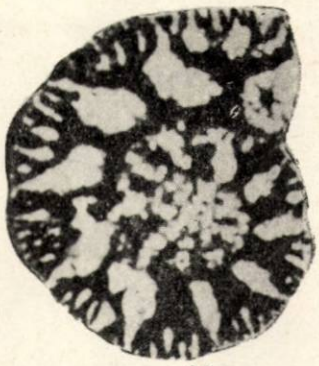
Fig. 31. — *Alveolophragmium acutidorsatum* (Hantken); × 70; egerian; stratele de Gostila. Specimen megasferic; Col. Inst. geol., nr. 101 085.

Fig. 32. — *Cyclammina cancellata* Brady; × 44; aquitanian; stratele de Chechiș, Moigrad, valea Rogoazelor, jud. Sălaj; Col. Inst. geol., nr. 101 086.



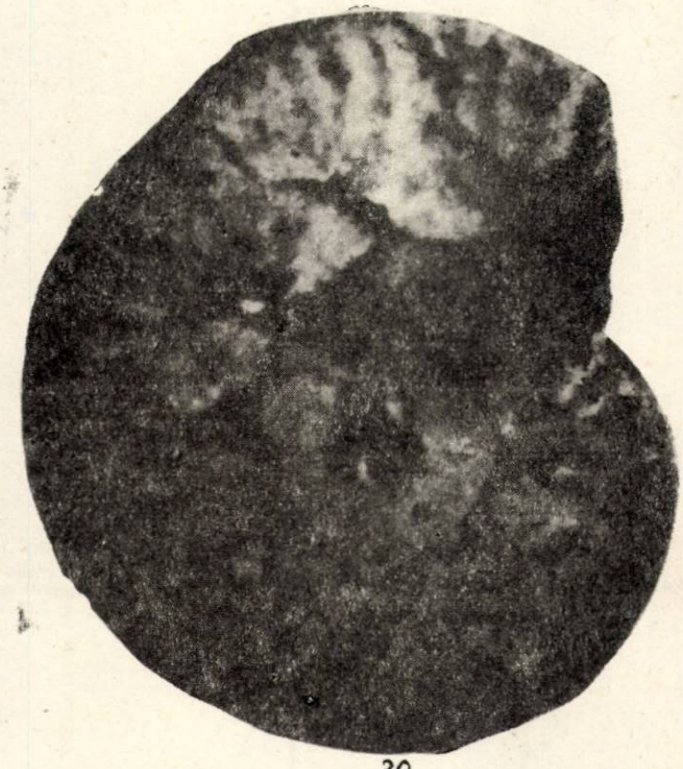
26

27

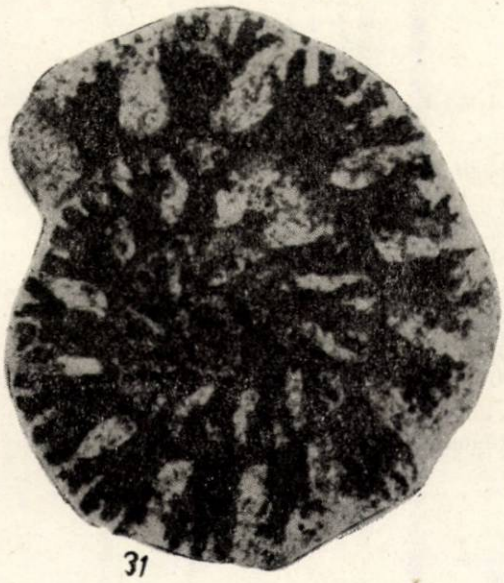


28

29

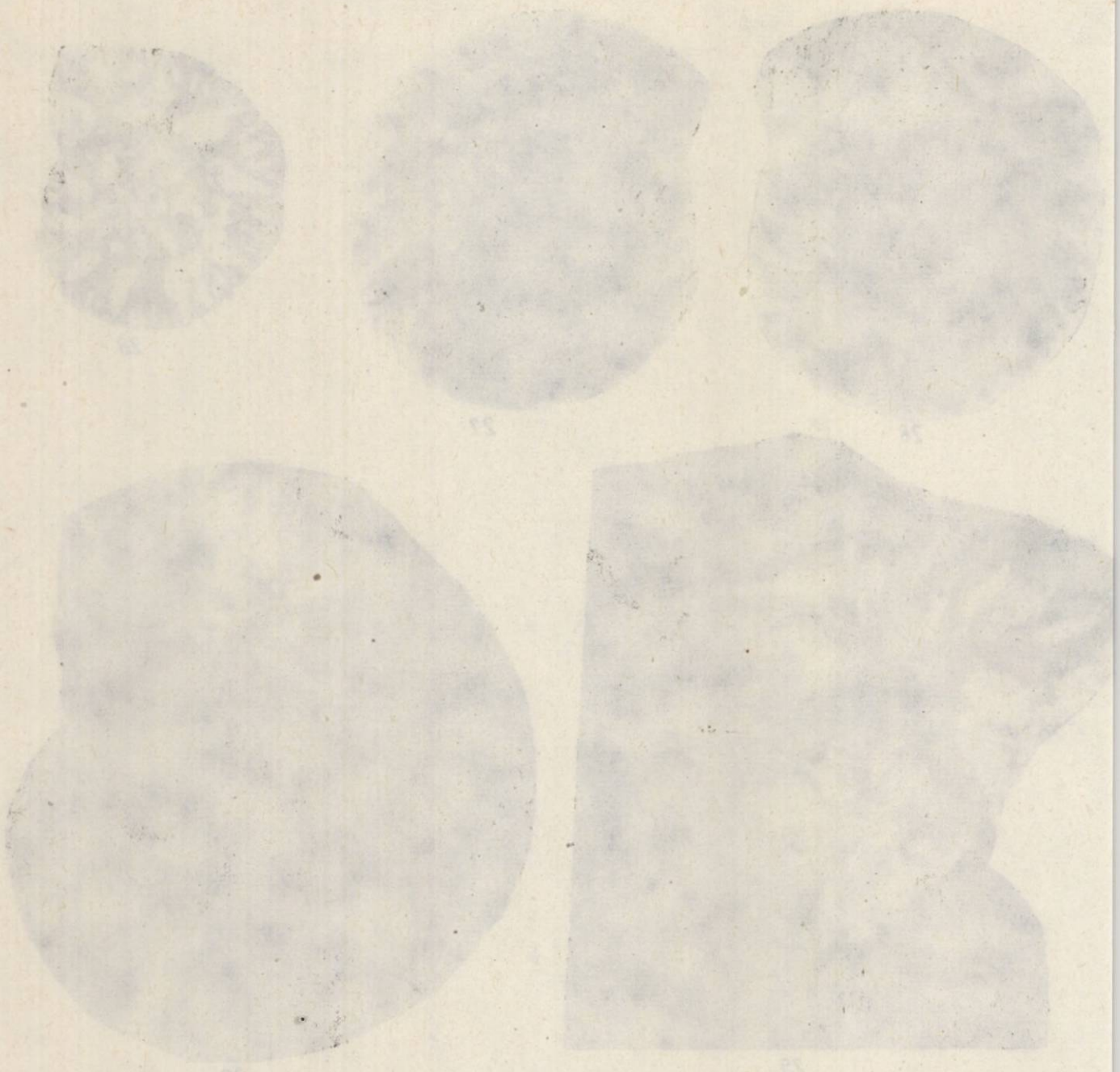


30



31

32

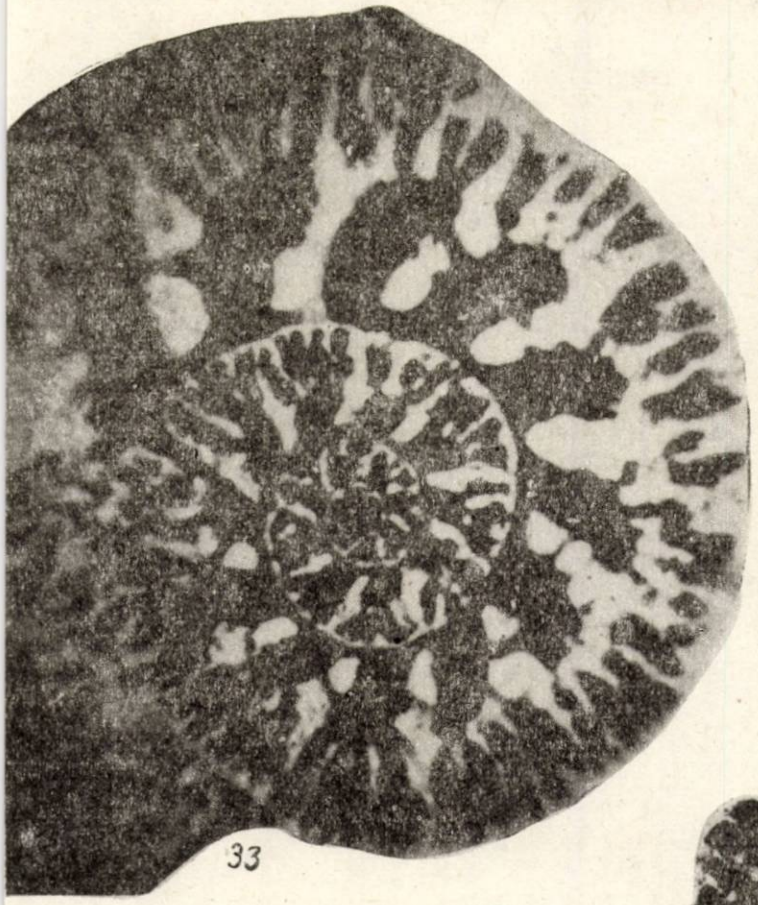


PLANȘA V

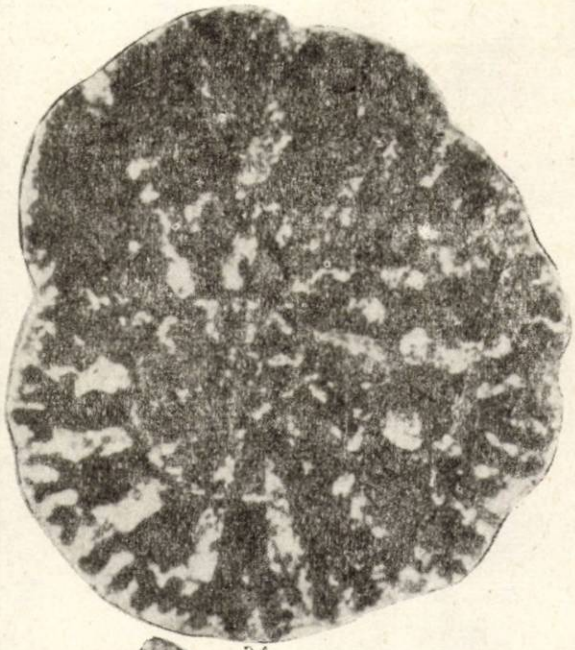
Fig. 33 și 35. — *Cyclammina cancellata* Brady ; × 70 ; egerian ; stratele de Gostila. Fig. 33 — specimen microsferic ; Col. Inst. geol., nr. 101 087 ; fig. 35 — specimen megasferic ; Col. Inst. geol., nr. 101 089.

Fig. 34 și 36. — *Alveolophragmium gasparensis* (Bermudez) ; × 100, rupelian. Specimene microsferice provenind din stratele de Gostila. Fig. 34 ; Col. Inst. geol., nr. 101 088 ; fig. 36, Col. Inst. geol., nr. 101 070.

Fig. 37. — *Alveolophragmium rotundidorsatum* (Hantken) ; × 36 ; rupelian ; stratele de Gostila ; Col. Inst. geol., nr. 101 090.



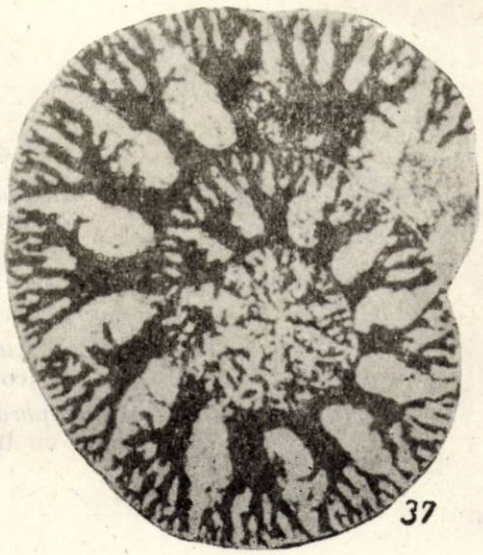
33



34

36

35



37

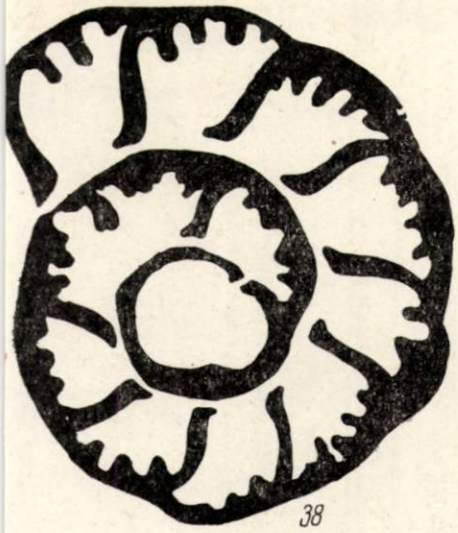
PLANȘA VI

Fig. 38—39. — *Alveolophragmium pussilum* (Brady) ; × 300. Fig. 38— — specimen megasferic ; fig. 39 — specimen microsferic (compară cu fig. 26).

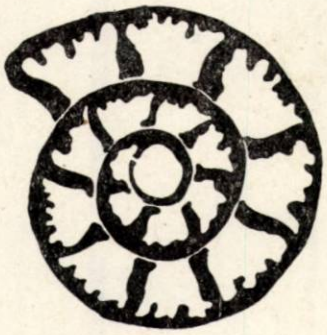
Fig. 40. — *Alveolophragmium orbicularis* (Brady) ; × 300 (compară cu fig. 13).

Fig. 41—42, 44. — *Alveolophragmium gasparensis* (Bermudez) ; × 300 (compară cu fig. 14).

Fig. 43. — *Alveolophragmium acutidorsatum* (Hantken) ; × 300 (compară cu fig. 31).



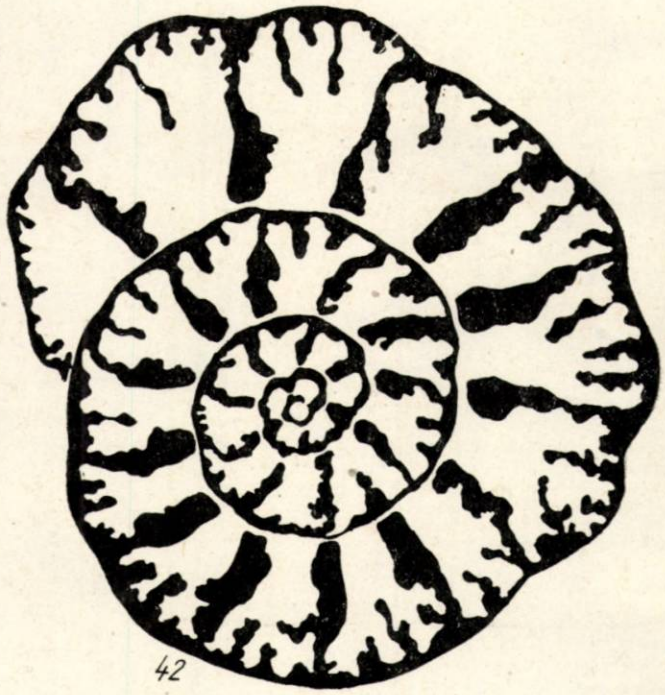
38



40

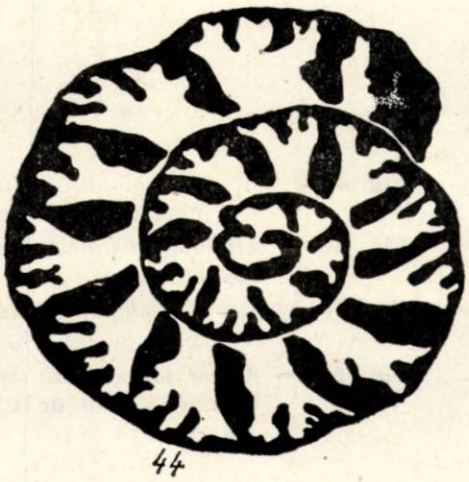
39

41

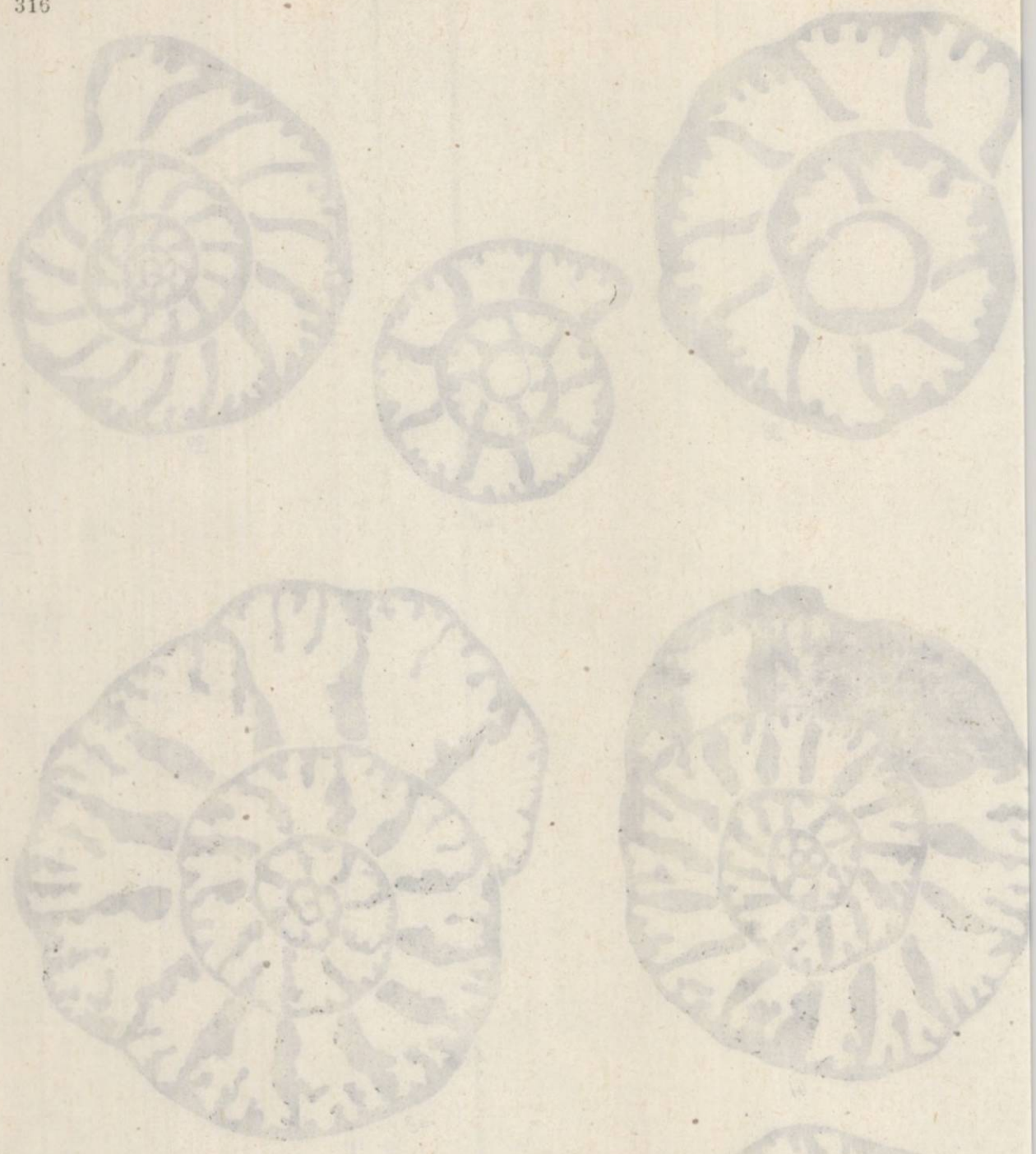


42

43



44



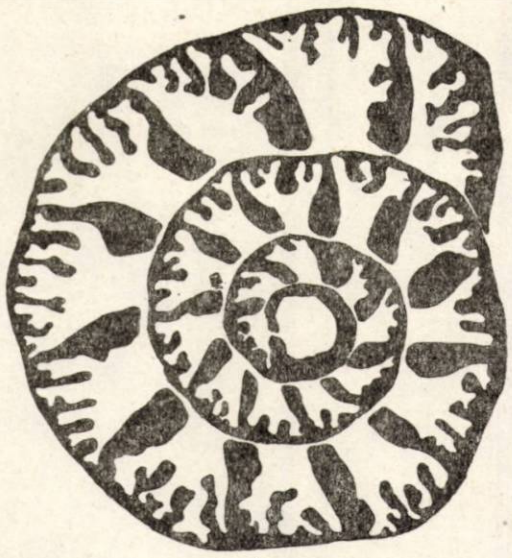
PLANȘA VII

Fig. 45 și 48. — *Alveolophragmium acutidorsatum* (Hantken); × 300; egerian. Specimen megasferic.

Fig. 46. — *Alveolophragmium gasparensis* (Bermudez). Compară cu fig. 36, pl. V.

Fig. 47 și 49. — *Alveolophragmium rotundidorsatum* (Hantken). Compară cu fig. 15, pl. II și fig. 29, pl. IV.

Fig. 50. — *Alveolophragmium venezuelanum* Maync; × 300; aquitanian; starte de Chechiș, Coruș, jud. Cluj.

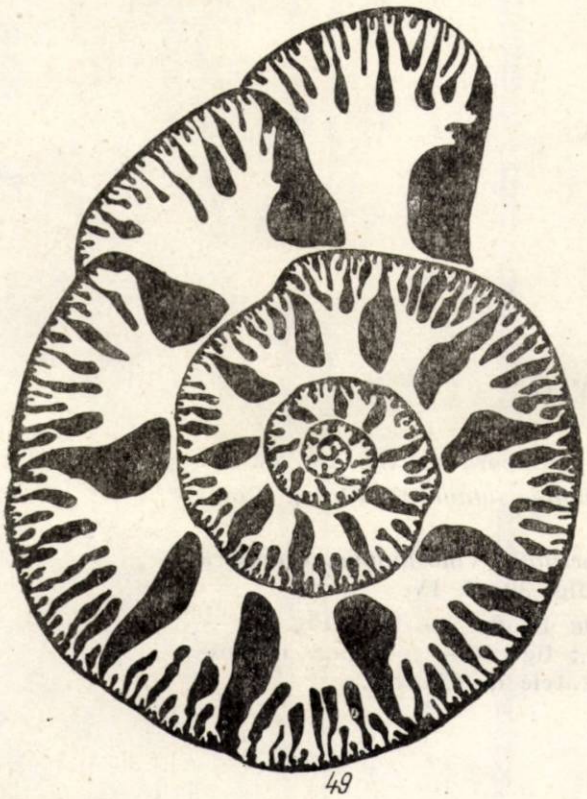


45

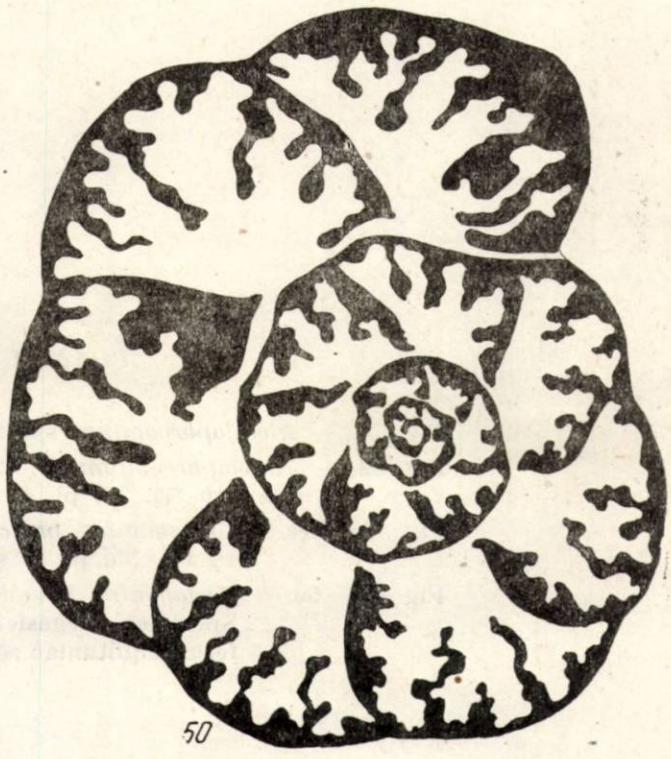
46.

47

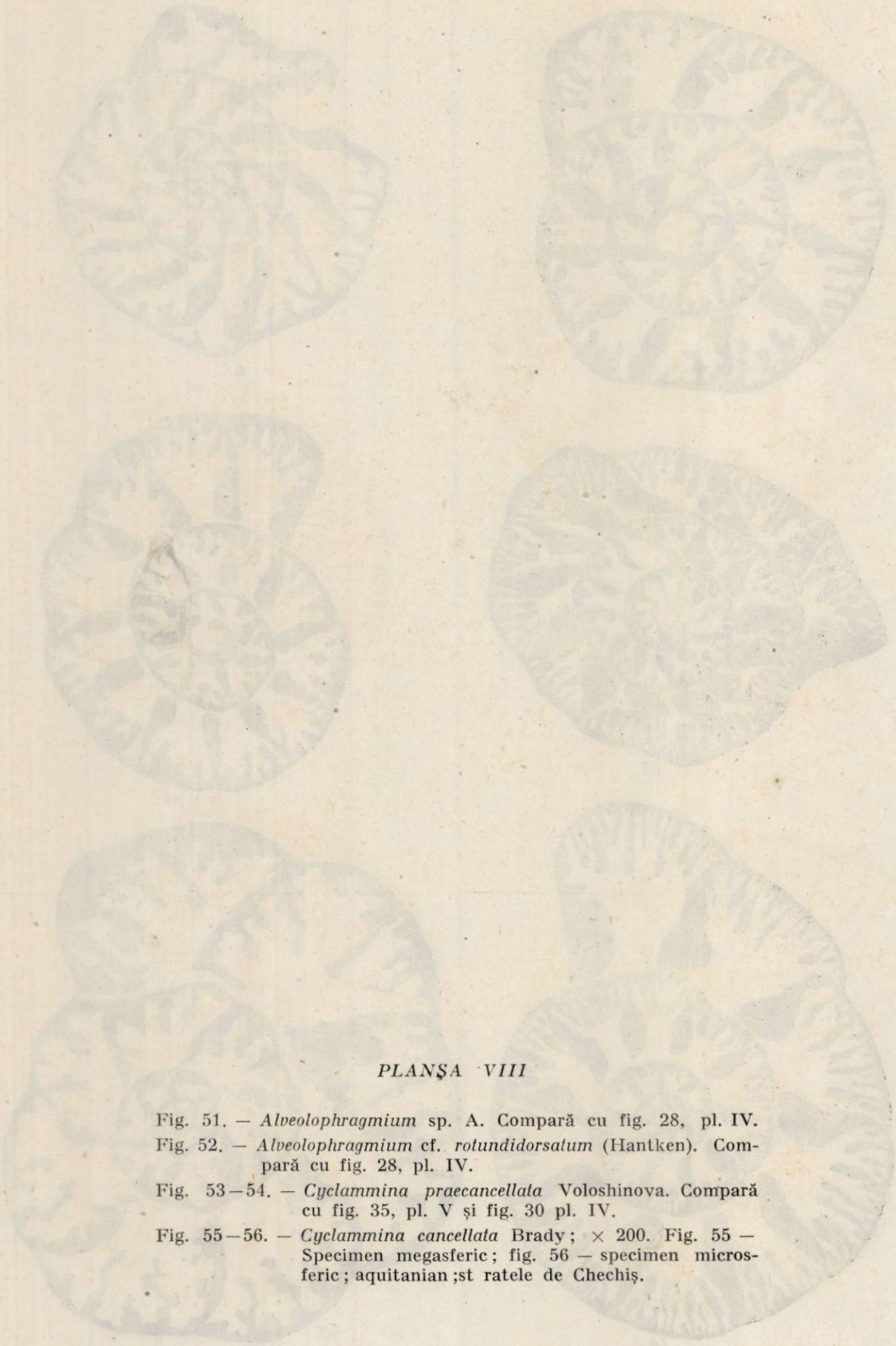
48



49



50



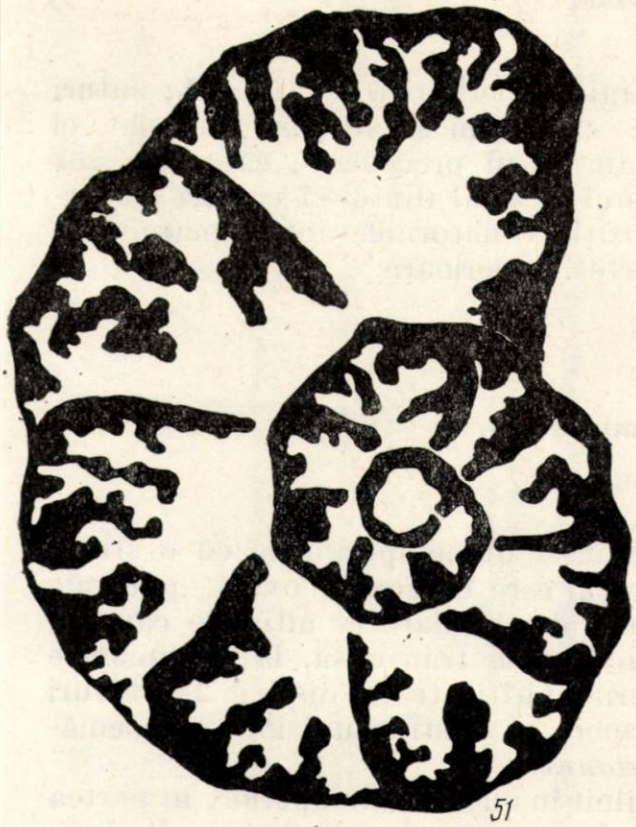
PLANȘA VIII

Fig. 51. — *Alveolophragmium* sp. A. Compară cu fig. 28, pl. IV.

Fig. 52. — *Alveolophragmium* cf. *rotundidorsatum* (Hantken). Compară cu fig. 28, pl. IV.

Fig. 53—54. — *Cyclammina praecancellata* Voloshinova. Compară cu fig. 35, pl. V și fig. 30 pl. IV.

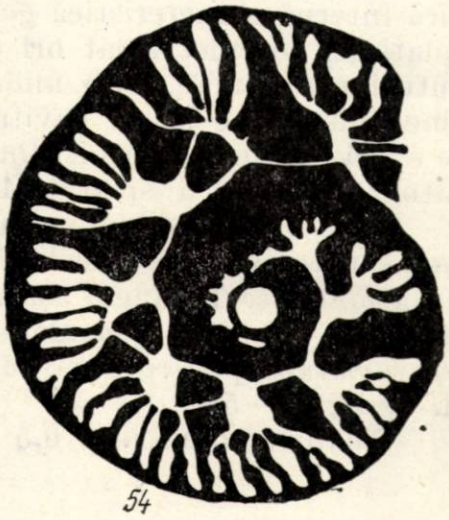
Fig. 55—56. — *Cyclammina cancellata* Brady; × 200. Fig. 55 — Specimen megasferic; fig. 56 — specimen microsferic; aquitanian ;st ratele de Chechiș.



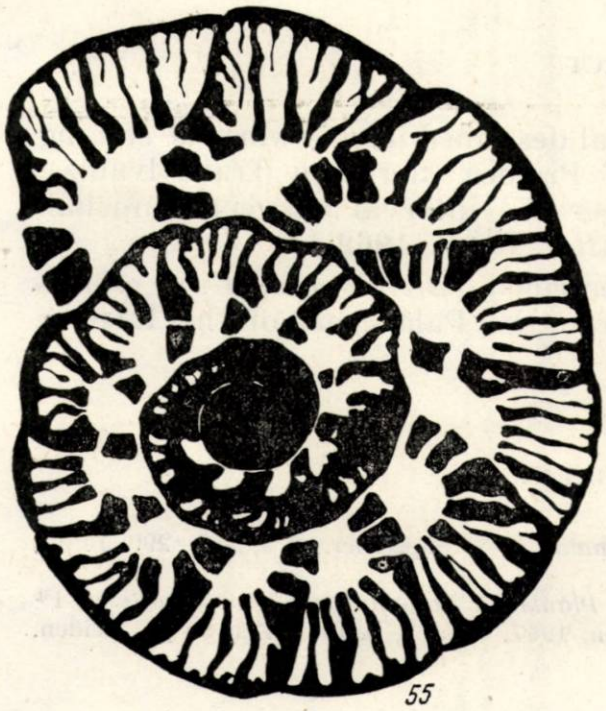
51

52

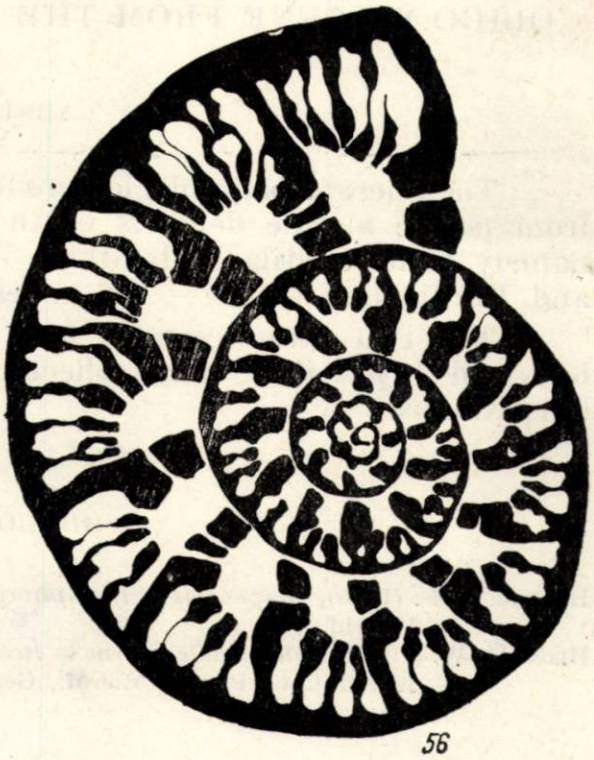
53



54



55



56

terțiar; au simetrie bilaterală, iar marginea periferică ușor lobată; suturi distincte, depresionare; tururile de spiră nu se acoperă complet, ci lasă să se vadă aproape jumătate din turul precedent; camerele sînt dispuse în 2—2,5 tururi de spiră, ultimul alcătuit din 6—7 camere; apertura este de forma unei fante în poziție ecuatorială, interiomarginală, mărginită de o buză distinctă la partea superioară.

Diametrul maxim, 0,80 mm.

Alveolophragmium sp. A

(pl. II, fig. 19)

Observații. Au fost grupate sub acest nume specimene cu o structură internă caracteristică genului. Testul este de formă ovală, puternic aplatisat, complet rulat ori cu tendințe de derulare la ultimele camere. Suturi nedistincte. Sub microscop, în lumină transmisă, la specimenele bine conservate și cu cavitățile interne piritizate se disting 2-3 tururi de spiră, ultimul alcătuit din 6—7 camere cu o structură internă asemănătoare cu cea a speciei *A. venezuelanum*.

Alveolophragmium sp. a fost întîlnit în oligocenul superior, în partea medie a stratelor de Gostila. Exemplarele noastre se aseamănă cu *Cyclammina fontinese* Terquem așa cum a fost figurată de Schubert (1902, pl. I, fig. 28) și cu specimenul descris de Weiss sub numele de *Alveolophragmium peruvianum* Maync (Weiss, 1955, Jour. Pal., **21**, *1*, p. 6, pl. I, fig. 3—5).

Diametrul maxim, 0,5 mm.

THE SUBFAMILY CYCLAMMININAE (FORAMINIFERIDA) IN THE OLIGO-MIOCENE FROM THE NORTHERN TRANSYLVANIA

ABSTRACT

The micropalaeontological material described in this work is coming from pelitic marine deposits south of Preluca (northern Transylvania), namely from Gostila Beds which cover the interval between Rupelian and Burdigalian (P 18 — N 6 zones after Blow, 1969).

The two eocene species here described (*Alveolophragmium orbicularis* and *A. pussilum*) were collected from the Palaeogene of the Eastern Carpathians.

BIBLIOGRAFIE

Banner T. F. (1970), *A synopsis of the Spirocyclinidae*, Rev. Esp. Micr., 2, *3*, 243—290, 14 pl., Madrid.

Blow H. W. (1969), *Late Middle Eocene to Recent Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy* 1st Intern. Conf. Plankt. Microf., Geneva, 1967, Proc. 1, p. 199—422, 52 pl., Leiden.

BRADY B. H. (1884), *Report on the Foraminifera dredged by H. M. S. Challenger during the years 1873—1876*, Rept. Sc. Results Explor. Voy. H.M.S. Challenger, Zoology, **9**, *814*, 115 pl., Londra.

BRÖNNIMANN P. (1951), *Internal structure of Cyclammina cancellata*, Jour. Pal., **25**, *6*, 756—761, Tulsa.

CICHA I., ZAPLETALOVA I. (1963), *Wichtige Vertreter der Familie Lituolidae Reuss*, 1861 (*Foraminifera*) *aus dem Miozän der West-Karpaten*, Sb. geol. ved. P, **1**, p. 75—121, Praga.

— (1966), *Representatives of Cyclammina in the western Carpathians*, Com. Medit. Neog. Strat., IIIrd Sess, in Berne, Proc., p. 124—126, 1 pl., Leiden.

ELLIS F. B., MESSINA A. (1940), *Catalogue of Foraminifera*, Amer. Mus. Nat. Hist., New York.

EMILIANI C. (1954) *The Oligocene microfaunas of the central part of the northern Apennines*, Pal. It., **48**, 77—184, 4 pl., Pisa.

FINLAY J. H. (1940), *New Zealand Foraminifera Key Species in Stratigraphy*. No. 4. Roy. Soc. New Zealand, Trans., **69**, *4*, 448—472, pl. 62—67, Wellington.

GEROCH S., GRADZINSKI R. (1955), *Stratigrafia serii podslbskiej zywieckego okna tektonicznego*, Pol. Tow. Geol. Rocznik, **24**, *1*, 3—63, pl. I—IV, Cracovia.

GRZYBOWSKI J. (1896), *Otwoenice czerwonych ilow z Wadowic*, Akad. Umiejwid. mat.-przyr., Rozpr., **30**, 261—308, pl. VIII—XI, Cracovia.

— (1898), *Otwoenice pokladow naftonosnych okolicy Krosna*, Acad. Umiej wid. mat.-przyr., Rozpr., **33**, 257—305, pl. X—XII, Cracovia.

HANTKEN M. (1868), *A kis-czelli talyag foraminiferiai*, A magy. földt. munkalatai, *2*, 75—96, pl. I—II, Budapesta.

— (1875), *Die Fauna der Clavulina szaboi Schichten. I, Foraminifera*, Mitt. Jahr. Kön. Ung. Geol. Anst., *4*, *1*, 1—93, pl. I—XVI, Budapesta.

MAJZON L. (1962), *Hantken Miska „Clavulina szaboi retegek faunaja" cimii müvenek nevezektani modositasa*, Földt. Közl., **92**, *3*, 11—16, pl. XXIX (I)—XLIV (XVI), Budapesta.

MAYNC W. (1952), *Alveolophragmium venezuelanum n. sp. from the Oligo-Miocene of Venezuela (with a discussion of other species of the genus)*, Cushman Found. Foram. Res., Contr. 3, *3—4*, 141—144, pl. XXVI, Washington.

— (1955), *Reticulophragmium n. gen, a new name for Alveolophragmium Stschedrina, 1936 (pars)*; Jour. Pal., **29**, *3*, 557—558, Menasha.

— (1958), *Note on the genera Alveolophragmium and Reticulophragmium (Foraminifera)*, Eclog. geol. helv., **51**, *2*, 305—308, Berna.

MUYLAERT J. (1966), *Le genre Cyclammina au Maroc septentrional*, Com. Medit. Neog. Strat., IIIrd Sess. in Berne, Proc., p. 127—133, pl. 40—43, Leiden.

NOTH R. (1912), *Die Foraminiferenfauna der roten tone von Barwinek und Komarnok*, Beitrage zur Pal. Geol. Österr. Ung. Orient, **25**, 1—24, pl. I, Viena; Leipzig.

RENZ H. H. (1948), *Stratigraphy and fauna of the Agua Salada group, State of Falcon, Venezuela*, Geol. Soc. Amer, Mem. 32, 219 p., 12 pl., New York.

SCHUBERT J. R. (1902), *Neue und interessante Foraminiferen aus dem südtiroler Alttertiär*, Beitrage zur Pal. Geol. Oesterr. Ung. Orients., **14**, 9—26, pl. I, Viena, Leipzig.

VOLOSHINOVA A. N., BUDASHEVA I. A. (1961), *Lituolidî i trohaminidî iz treticinîh ollojenii ostrova Sahalina i poluostova Kamciatki*, Tr. VNIGRI, 170, Mikr. SSSR, **12**, 169—233, 19 pl., Leningrad.

Primit în redacție la 7 mai 1971

Institutul geologic

ZONAREA DEPOZITELOR ÎN FACIES DE ȘOTRILE ALE PALEOCEN-EOCENULUI (CARPAȚII ORIENTALI), PE BAZA FORAMINIFERELOR PLANCTONICE ȘI A NANNOPLANCTONULUI CALCAROS

DE

ELENA BRATU și NICOLAE GHEȚA

55(05)

INTRODUCERE

Unul din profilele cele mai instructive din Carpații Orientali, în ceea ce privește zonarea intervalului paleocen-eocen pe baza microforaminiferelor și a nannoplanctonului calcaros, ne este oferit de succesiunea depozitelor de facies Șotrile, care aflorează în valea Leurzei, imediat la est de Ialomița, pe marginea de nord a sinclinalului de Slănic (cf. *Harta geologică a R. S. România* la scara 1 : 200 000, foaia Tîrgoviște). Această succesiune cuprinde depozite hemipelagice, pînă la pelagice, argiloase, argilo-marnoase sau marnoase, bogate în microplancton și la care se adaugă în anumite intervale gresii de fliș (turbidite grezo-calcaroase). Un prim inventar al foraminiferelor planctonice conținute în aceste depozite a fost făcut de unul din autori cu alt prilej (E l e n a B r a t u, 1967). În nota de față, o parte din formele semnalate anterior sînt reconsiderate conform cu cele mai recente revizuiri (taxonomice). Este de asemenea reconsiderată valoarea biocronologică a unora din speciile semnalate în primul inventar. Totodată, lista inițială a zonelor de foraminifere planctonice este completată cu încă două zone (*Globorotalia lensiformis* și *Globigerapsis index*) identificate ulterior.

Date litostratigrafice

În profilul văii Leurzei, deasupra marnelor roșii ale senonianului superior, se recunosc următoarele subdiviziuni ale succesiunii de depozite paleocene și eocene :

— argile vișinii cu intercalații de gresii (este analizată numai partea lor superioară pe circa 25 m);

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 17, nr. 2, p. 323–334, București, 1972

— argile cenușii și verzi cu intercalații de gresii (170 m);
— marnele de Crevedia (100 m);
— argile vișinii și cenușii (80 m);
— șisturi cenușii și argile verzi cu intercalații de gresii (190 m); la partea superioară și cu intercalații de marne bogate în globigerine.

Biozone de foraminifere planctonice (fig. 1)

Coloana biostratigrafică a faciesului de Șotrile din valea Leurzei este definită de următoarele biozone de foraminifere planctonice:

1. Zona *Globorotalia aequa/marginodentata* (paleocen superior);
2. Zona *Globorotalia lensiformis* (eocen inferior);
3. Zona *Globorotalia aragonensis* (eocen inferior);
4. Zona *Acarinina bullbrooki* (= *Acarinina crassoformis*) (eocen mediu);
5. Zona *Hantkenina liebusi* (eocen mediu);
6. Zona *Globigerapsis index* (eocen superior);
7. Zona *Globigerapsis tropicalis* (eocen superior);
8. Zona *Globigerina corpulenta* (eocen superior).

★

1. **Zona *Globorotalia aequa/marginodentata*** se găsește reprezentată la partea superioară a orizontului de argile vișinii cu intercalații de gresii. Asociația acestei zone cuprinde următoarele specii: *Globorotalia aequa Cush.* & Renz., *Gl. marginodentata* Subbotina, *Gl. subbotinae* Morozova, *Subbotina triloculinoides* (Plummer), *Subbotina trivialis* (Subbotina) și *Acarinina* div. sp. Alături de foraminiferele planctonice mai apar diferite genuri de bentonice, ca *Dentalina*, *Nodosaria*, *Eponides*, *Dendrophrya*, *Ammodiscus*, *Glomospira*, *Reaphax*, *Trochamminoides* și *Haplophragmoides*.

2. **Zona *Globorotalia lensiformis***, care urmează imediat deasupra zonei precedente, este cantonată în primul orizont cu trăsături pregnante de fliș ale faciesului de Șotrile (argile cenușii și verzi cu intercalații de gresii).

Foraminiferele planctonice reprezentate în această zonă sînt: *Globorotalia lensiformis* Subbotina, *Gl. aragonensis* Nuttall (f. rară) și *Globigerina* div. sp. la care se adaugă specii de *Nodosaria*, *Dentalina*, *Gyroidina*, *Rhabdamina*, *Dendrophrya*, *Ammodiscus*, *Glomospira*, *Reophax*, *Trochamminoides* și *Haplophrogmoides*.

3. **Zona *Globorotalia aragonensis*** îmbrățișează nivele mai înalte din același orizont de fliș. Asociația ei cuprinde pe *Globorotalia aragonensis* Nuttall, *Globigerina* div. sp., precum și specii de *Nodosaria*, *Dentalina*, *Eponides*, *Anomalina*, *Chilostomella*, *Dendrophrya*, *Haplophragmoides* și *Trochamminoides*.

4. **Zona *Acarinina bullbrooki*** acoperă intervalul marnelor de Crevedia. Din asociația acestei zone fac parte: *Globigerina eocena* Gümbel, *G. pseudoeocaena* Subbotina, *Acarinina bullbrooki* (=*Acarinina crassaformis*) Bolli, precum și diverse specii de *Nodosaria*, *Dentalina*, *Chilosto-*

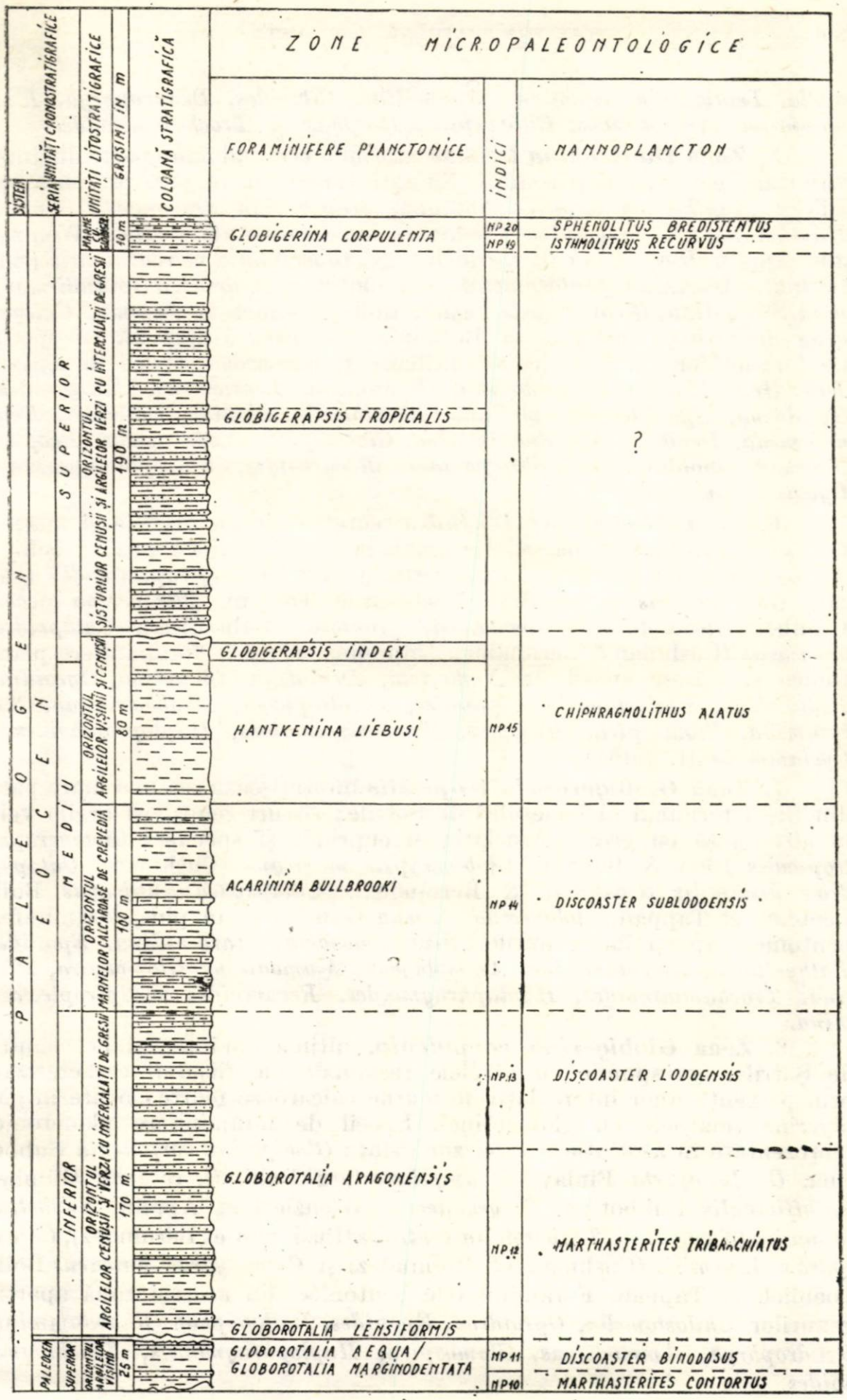


Fig. 1. — Zone micropaleontologice în faciesul de Șotrile din valea Leurzei (Carpații Orientali).

mella, *Lenticulina*, *Eponides*, *Anomalina*, *Cibicides*, *Dendrophrya*, *Rhabdammina*, *Ammodiscus*, *Glomospira*, *Reophax* și *Trochamminoides*.

5. **Zona *Hantkenina liebusi*** cuprinde cea mai mare parte din intervalul argilelor vișinii și cenușii. Ea este caracterizată prin prezența speciilor: *Hantkenina liebusi* Shokhina, *Hantkenina aragonensis* Nuttall, *Hantkenina* aff. *longispina* Cushman, *Hantkenina* aff. *dumblei* Weinzierl and Applin, *Globigerina linaperta* Finlay, *Globorotalia cerroazulensis* (Subbotina), *Acarinina pentacamerata* (Subbotina), *Acarinina rotundi-marginata* Subbotina, *Globigerapsis kugleri* Bolli, Loeblich et Tappan, *Catapsydrax dissimilis* (Cushman et Bermudez) (f. rar). Împreună cu speciile de foraminifere planctonice se întîlnesc și numeroase specii de *Lagena*, *Dentalina*, *Nodosaria*, *Globulina*, *Glandulina*, *Lenticulina*, *Marginulina*, *Gyroidina*, *Eponides*, *Anomalina*, *Chilostomella*, *Nonion*, *Cibicides*, *Rhabdammina*, *Dendrophrya*, *Saccammina*, *Glomospira*, *Ammodiscus*, *Reophax*, *Trochamminoides*, *Haplophragmoides*, *Recurvoides*, *Spiroplectammina* și *Cyclammina*.

6. **Zona *Globigerapsis index*** corespunde cu argilele și marnele cenușii dezvoltate la partea terminală a orizontului cu argile vișinii și cenușii. În asociația acestei zone intră speciile: *Globigerapsis index* (Finlay), *Globigerapsis kugleri* Bolli, Loeblich et Tappan, *Globigerina eocaena* Gümbel, *Globorotalia cerroazulensis frontosa* (Subbotina), *Catapsidrax dissimilis* (Cushman & Bermudez). Împreună cu aceste foraminifere planctonice se găsesc specii de *Nodosaria*, *Dentalina*, *Globulina*, *Gyroidina*, *Lenticulina*, *Chilostomella*, *Eponides*, *Dendrophrya*, *Rhabdammina*, *Saccammina*, *Glomospira*, *Reophax*, *Trochamminoides*, *Haplopragmoides* și *Cyclammina* (f. rară).

7. **Zona *Globigerapsis tropicalis*** îmbrățișează cea mai mare parte din flișul terminal al faciesului de Șotrile; șisturi cenușii și argile verzi în alternanță cu gresii. Asociația ei cuprinde și speciile: *Globigerapsis tropicalis* Blow & Banner, *Globigerapsis mexicana* (Cushman), *Catapsydrax dissimilis* (Cushman & Bermudez), *Catapsydrax unicavus* Bolli, Loeblich et Tappan, *Globigerina eocaena* Gümbel și, în plus, foraminifere bentonice, aparținînd genurilor *Siphonodosaria*, *Marginulina*, *Eponides*, *Bathysiphon*, *Rhabdammina*, *Ammolagena*, *Ammodiscus*, *Glomospira*, *Plectina*, *Trochamminoides*, *Haplaphragmoides*, *Recurvoides* și *Spiroplectammina*.

8. **Zona *Globigerina corpulenta***, ultima din intervalul eocenului, de Șotrile, corespunde cu nivelele terminale ale flișului, caracterizate prin prezența unor intercalații de marne calcaroase foarte bogate în globigerine (marnele cu globigerine). Specii de foraminifere planctonice reprezentate în asociația acestei zone sînt: *Globigerina corpulenta* Subbotina, *G. Linaperta* Finlay, *G. ampliapertura* Bolli, *G. eocaena* Gümbel, *G. officinalis* Subbotina, *G. yeguaensis* Wienzierl et Applin, *Subbotina eocaenica* (Terquem), *Turborotalia centralis* (Cushman et Bermudez), *Catapsydrax dissimilis* (Cushman et Bermudez) și *Catapsydrax unicavus* Bolli, Loeblich et Tappan. Foraminiferele bentonice din aceeași zonă aparțin genurilor *Chilostomella*, *Gyroidina*, *Eponides*, *Bathysiphon*, *Rhabdammina*, *Dendrophrya*, *Ammodiscus*, *Glomospira*, *Haplophragmoides*, *Trochamminoides*.

N. GHEȚA

DISTRIBUȚIA ȘI FRECVENȚA NANNOPLANCTONULUI CALCAROS ÎN FACIESUL DE ȘOTRILE DIN VALEA LEURZEI (CARPAȚII ORIENTALI)

NR. SP.	GENUL ȘI SPECIA
1	*Marthasterites bramlettei*
2	*Discoaster multiradiatus*
3	*D. delicatus*
4	*D. salisburgensis*
5	*D. quastipus*
6	*D. gemmeus*
7	*D. mediosus*
8	*D. lenticularis*
9	*D. binodosus*
10	*D. barbadiensis*
11	*Coccolithus crassus*
12	*C. bisulcus*
13	*C. cavus*
14	*C. pelagicus*
15	*Chiasmolithus bidens*
16	*Ch. solitus*
17	*Heliorthus junctus*
18	*H. fallax*
19	*Toweius craticulus*
20	*Fasciculithus involutus*
21	*Coccolithus eopelagicus*
22	*Marthasterites contortus*
23	*Chiasmolithus grandis*
24	*Ch. consuetus*
25	*Ch. californicus*
26	*Discoaster falcatus*
27	*Lophodolithus nascens*
28	*Cyclococcolithus gamation*
29	*Discoasteroides quepperi*
30	*Sphenolithus radians*
31	*Discoaster saipanensis*
32	*Marthasterithes tribrachiatus*
33	*Discoaster lodoensis*
34	*D. elegans*
35	*D. deflandrei*
36	*Coronnocyclus nitescens*
37	*Cyclococcolithus formosus*
38	*Rhabdosphaera truncata*
39	*Micrantolithus vesper*
40	*Braarudosphaera bigelowi*
41	*Chiasmolithus expansus*
42	*Neococcolithus dubius*
43	*Rhabdosphaera perlonga*
44	*Cyclolithella robusta*
45	*Sphenolithus moriformis*
46	*Chiphragmalitus acantodes*
47	*Ch. cristatus*
48	*Helicopontosphera seminulum*
49	*H. seminulum Lophota*
50	*Rhabdosphaera tenuis*
51	*R. crebra*
52	*Discoaster gemmifer*
53	*Cruciplacolithus staurion*
54	*Discoaster sublodoensis*
55	*D. wemmelensis*
56	*Rhabdosphaera inflata*
57	*Cyclococcolithus neogamation*
58	*Chiphragmalithus alatus*
59	*Reticulophenestra placomorpha*
60	*Chiasmolithus gigas*
61	*Dicliococcites dyctiodus*
62	*Chiasmolithus oamaruensis*
63	*Ericsonia subdisticha*
64	*Corannulus germanicus*
65	*Zygolithus aurcus*
66	*Discoaster taninodifer*
67	*Istmolithus recurvus*
68	*Lanternithus minutus*
69	*Sphenolithus pred'stentus*

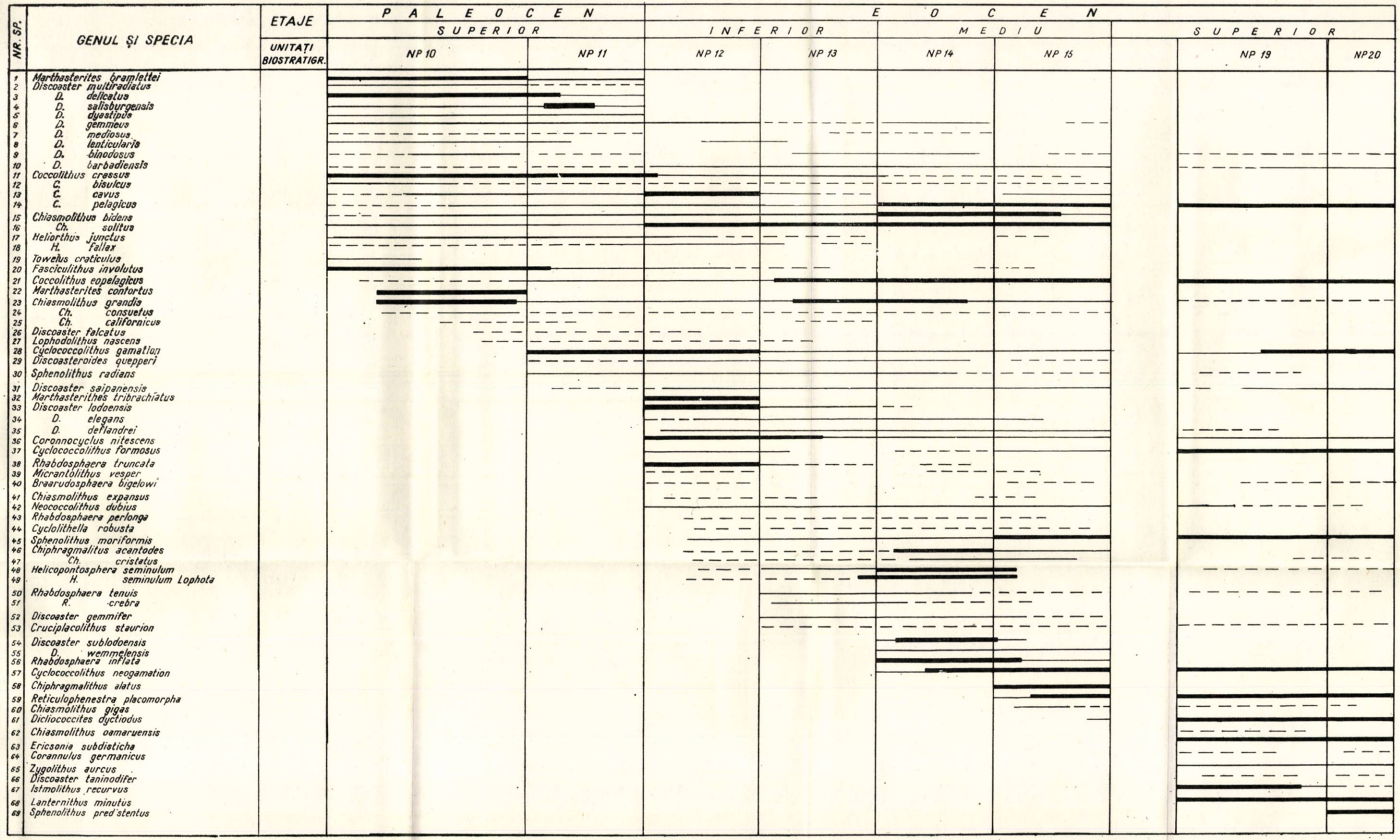


Fig. 2

Pentru corelarea zonelor de nannoplancton calcaros identificate în profilul paleogenului de facies Şotrile a fost utilizată cea mai recentă schemă zonară, elaborată de M a r t i n i (1970), în paralel cu schema zonelor de foraminifere planctonice stabilită de B l o w (1969), B e r g g r e n (1969). Un număr de 63 de probe au fost analizate, adică în jur de o probă la fiecare 10 m din grosimea profilului. Este de remarcat că o asemenea densitate nu permite să se precizeze dacă limitele zonelor de nannoplancton coincid sau nu cu cele ale zonelor de foraminifere planctonice. Este de reamintit în această privinţă că pe profilele clasice, integral analizate, s-a putut constata existenţa unui decalaj între limite.

ZONELE DE NANNOPLANCTON CALCAROS ŞI CORELAREA LOR CU ZONELE DE FORAMINIFERE PLANCTONICE

Din totalul celor 63 de probe corespunzătoare intervalului analizat, un număr de 6 (respectiv de la proba 46 la 51) nu conţin nannoplancton. Celelalte 57 de probe au un conţinut fosil foarte bogat. Analiza nannoplanctonului a permis identificarea a opt din zonele reprezentate în schema lui M a r t i n i (1970), şi anume NP 10-NP 15 inclusiv şi NP 19-NP 20 (fig. 1).

1. NP 10 — *Zona Marthasterites contortus* Hay 1969. Limita inferioară a acestei zone, stabilită la prima apariţie a speciei *Marthasterites bramlettei*, nu a fost reperată în probele cercetate. În proba nr. 1 exemplare ale acestei specii sînt deja frecvente. Faptul că în proba nr. 6 apare *Marthasterites contortus*, despre care se ştie că se dezvoltă rapid din *M. bramlettei* chiar la baza zonei (W. W. H a y şi H. P. M o h l e r, 1967), ne indică apropierea limitei N.P.9/N.P.10.

Asociaţia acestei zone este variată, fiind dominată de marea abundenţă a discoasteridelor în formă de rozetă. Dintre acestea cele mai frecvente sînt *Discoaster delicatus*, *D. diastypus*, *D. salisburgensis* şi *D. multiradiatus*, ultimul fiind frecvent la partea inferioară a zonei, dar devenind rar către limita superioară a acesteia. *Discoaster binodosus* care este prezent în această zonă este mai frecvent doar la partea superioară a zonei.

Cocolitinele, reprezentate prin puţine genuri, sînt abundente. Dintre acestea cele mai frecvente sînt *Coccolithus crassus*, *C. bisulcus* şi *Cruciplacolithus eminens*. Mai rar apar speciile *Chiasmolithus bidens* şi *Ch. solitus*.

Limita superioară a zonei este indicată de dispariţia speciei *Marthasterites contortus*. Momentul anterior dispariţiei, ca şi cel al apariţiei acestei specii este marcat de o frecvenţă mai mare decît la mijlocul zonei.

Zona N.P. 10 corespunde părţii inferioare a zonei cu *Globorotalia aequa/marginodentata* (fig. 1) din orizontul argilelor vişinii cu intercalaţii de gresii (paleocen superior).

În Cehoslovacia o asociaţie asemănătoare, cu *M. contortus*, este corelată cu zonele IV şi V de foraminifere planctonice, atribuite de asemenea paleocenului superior (O. S a m u e l şi H. B y s t r i c k á, 1968).

În Carpații polonezi, asociația de nannoplancton cu *Marthasterites bramlettei* și *M. contortus* (zona cu *Discoaster multiradiatus*, după A. Radomski, 1968) este proprie marnelor cu *Globorotalia marginodentata*, *G. rex* și *G. aequa*.

Stratotipul spileccianului (Italia), a cărui microfaună cuprinde rare exemplare de *Globorotalia velascoensis* și în mare număr specia *G. rex* (Bronnimann, Stradner și Szötz, 1965), corespunde părții inferioare a zonei cu *M. contortus* (W. W. Hay și H. P. Mohler, 1967).

În Trinidad, aceeași zonă cu *M. contortus* se corelează cu zona cu *Globorotalia rex* (W. W. Hay și H. P. Mohler, 1967).

2. Zona N.P.11—Zona *Discoaster binodosus* Mohler et Hay 1967. Dispariția speciei *Marthasterites contortus* indică limita inferioară a acestei zone.

Ansamblul microfloristic al zonei este dominat de discoasteridele în formă de rozetă care se mențin cu aceeași frecvență ca și în zona precedentă. În cadrul acestei zone se produc puține modificări. Specia *Discoaster binodosus*, care a dat numele zonei, nu are o frecvență ridicată, către partea superioară ea devine chiar rară. Ceea ce caracterizează asociația zonei este apariția speciilor mari de *Chiasmolithus* (*Ch. grandis* și *Ch. californicus*). În jumătatea superioară a zonei apare *Discoasteroides quepperi*, iar *Discoaster falcatus*, apărut încă din baza zonei, devine mai frecvent.

Limita superioară a zonei este marcată de apariția lui *D. lodoensis*, care are o frecvență foarte mare din primul moment al apariției.

Zona N.P.11 corespunde părții superioare a zonei *Globorotalia aequa/marginodentata* (fig. 1), atribuită paleocenului superior-eocenului inferior.

În Cehoslovacia, Samuel și Bystrická (1968) descriu o asociație de nannoplancton comparabilă cu cea a zonei N.P.11, provenind din depozite cu *Globorotalia crater*, *G. aragonensis* și *Globigerina eocaena*, pe care autorii menționați le plasează la baza eocenului inferior.

În Polonia, Radomski (1968) identifică aceeași asociație de nannoplancton (partea superioară a zonei *D. multiradiatus*, după Radomski) în depozite cu *Globorotalia marginodentata*, G. cf. *rex*, *G.* cf. *lensiformis* și *G.* cf. *aequa*, atribuite paleocenului superior.

În Austria, zona *D. binodosus*, identificată în Helvetikum, în împrejurimile Salzburgului, corespunde zonei F_3 de foraminifere planctonice în clasificarea lui Gohrbandt (1962, 1963), respectiv zonei *Globorotalia rex*, după Stradner (1963).

În Italia, la Paderno d'Adda, zona *D. binodosus* se corelează cu partea superioară a zonei *Globorotalia rex* și cu partea inferioară a zonei *Globorotalia formosa-formosa — G. aragonensis*.

În Belgia, zona *D. binodosus* corespunde părții inferioare a argilelor de Flandra din regiunea localității tip pentru Ypresian (W. W. Hay și H. P. Mohler, 1967).

3. N.P.12 *Zona Marthasterites tribrachiatus* Bronnimann et Stradner 1960. Prima apariție a lui *Discoaster lodoensis* indică limita inferioară a

acestei zone. În general, la această limită asociaţia microfloristică este marcată de o mare schimbare. Dispar cele mai multe din discoasteridele în formă de rozetă — *D. multiradiatus*, *D. delicatus*, *D. salisburgensis* şi *D. dyastipus* — care dădeau nota caracteristică asociaţiilor din paleocenul superior.

În această zonă apar *Cyclococcolithus formosus*, *Coronnocyclus nitescens*, *Rhabdosphaera truncata*, *Discoaster elegans*.

Din speciile paleocene au evoluat cîteva specii cu caractere noi care apar de asemenea la limita inferioară a zonei, cum sînt *Marthasterites tribrachiatus* şi *Discoaster saipanensis*.

Limita superioară a zonei este marcată de dispariţia speciei *M. tribrachiatus*.

Zona N.P.12 corespunde părţii inferioare a zonei *Globorotalia aragonensis*, adică eocenului inferior.

În Cehoslovacia, asociaţia cu *Marthasterites tribrachiatus* a fost întîlnită în zona IV de foraminifere planctonice, respectiv în zona cu *Globorotalia aragonensis* şi *G. crater*, corespunzătoare părţii superioare a eocenului inferior (O. Samuel et H. Bystrická, 1968).

În Polonia, o asociaţie de nannoplancton asemănătoare celei din zona N.P. 12, aşa cum se întîlneşte în depozitele faciesului de Şotrile, respectiv asociaţia *Marthasterites tribrachiatus — D. lodoensis* după *Radonski* (1968) este semnalată în depozite cu *Globorotalia marginodentata*, *G. lensiformis*, *G. aragonensis* şi corelată cu zona III/2 — stabilită de Bieda pe baza numuliţilor (*N. planulatus*, *N. burdigalensis*), deci în eocenul inferior.

În Austria, zona *Marthasterites tribrachiatus* corespunde asociaţiei de foraminifere planctonice cu *Globorotalia aragonensis* (H. Stradner şi Papp, 1961).

În Italia, la Paderno d'Adda, zona N.P.12 corespunde intervalului cuprins între zonele *Globorotalia formosa-formosa — G. aragonensis* şi *Hantkenina aragonensis* (W. W. Hay şi H. P. Mohler, 1967).

4.N.P.13-Zona *Discoaster lodoensis* Bronnimann et Stradner, 1960. Limita inferioară a acestei zone este marcată de dispariţia speciei *Marthasterites tribrachiatus*. Momentul anterior dispariţiei acestei specii este caracterizat printr-o frecvenţă ridicată.

De asemenea, la limita inferioară a acestei zone apar *Rhabdosphaera tenuis*, *R. crebra*, *Discoaster gemmifer* şi primele exemplare tipice de *D. deflandrei*.

Apariţia speciei *D. sublodoensis* indică limita superioară a zonei N.P.13. Specia *D. lodoensis*, foarte frecventă pînă la limita superioară a acestei zone, se stinge apoi aproape complet, numai foarte puţine exemplare fiind prezente la baza zonei următoare.

Zona N.P.13 corespunde părţii superioare a zonei *Globorotalia aragonensis* din orizontul argilelor cenuşii şi verzi cu intercalaţii de gresii, ale paleogenului de facies Şotrile (eocen inferior).

În Cehoslovacia, Samuel şi Bystrická (1968) menţionează asociaţia cu *D. lodoensis* în intervalul zonei *Turborotalia* (*Acarinina*) *crassata densa* din eocenul mediu.

În Polonia, asociația de nannoplancton a zonei N.P.13 corespunde, după Radomski (1968), cu partea superioară a zonei III/2 de numuliți (Bieda, 1959), respectiv cu partea terminală a eocenului inferior.

În Austria, aceeași zonă (H. Stradner, 1963) este reprezentată în flișul de la nord de Viena, la partea superioară a depozitelor denumite de Haekel (1968) „Obere Coccolithen-Schiefer".

În Italia, la Paderno d'Adda, zona N.P.13 se corelează cu partea mijlocie a zonei cu *Hantkenina aragonensis* (după W. W. Hay și H. P. Mohler, 1967).

5. N.P.14.—Zona *Discoaster sublodoensis* Hay 1964. Limita inferioară a acestei zone a fost stabilită la prima apariție a speciei *D. sublodoensis*.

La același nivel apar și speciile *Rhabdosphaera inflata* și *Discoaster wemmelensis*. Deși *D. wemmelensis* este foarte asemănător cu specimenele atipice de *D. lenticularis*, se poate totuși deosebi de acestea din urmă prin diametrul mai redus și grosimea mai mare.

Ceea ce dă nota caracteristică asociației acestei zone este prezența în număr mare a discoasteridelor cu brațe, ca *D. deflandrei*, *D. gemmifer*, *D. mirus* și a speciilor de *Chiasmolithus* (*Ch. solitus* și *Ch. bidens*). Sînt, de asemenea, frecvente speciile : *Coccolithus eopelagicus*, *Cyclococcolithus formosus*, *C. gammation* și *C. negommation*.

Limita superioară a acestei zone este trasată la prima apariție a speciei *Chiphragmalithus alatus*.

Zona *Discoaster sublodoensis* corespunde zonei de foraminifere planctonice *Acarinina bullbrooki* (*A. crassaformis*) și a fost identificată în marnele de Crevedia, la baza eocenului mediu.

În Cehoslovacia, o asociație de nannoplancton asemănătoare cu cea descrisă de noi este reprezentată de partea mijlocie a zonei cu discoasteride (O. Samuel și H. Bystrická, 1968) și corespunde zonelor VII/VIII de foraminifere planctonice, adică părții superioare a zonei *Truncorotaloides rohri*, ambele aceste zone încadrîndu-se în eocenul mediu.

În Polonia, zona *D. sublodoensis* corespunde jumătății inferioare a zonei cu *D. barbadiensis* sensu Radomski (Radomski, 1968) și deci asociației cu *Cyclammina amplectens*, *Hantkenina aragonensis* și *Globorotalia bullbrooki*.

În Austria, aceeași zonă a fost identificată la partea superioară a formațiunii „Obere Coccolithen schieffer", care reprezintă ultimul termen al flișului propriu-zis al geologilor austrieci, peste care urmează depozitele flișoide ale eocenului superior-oligocenului (H. Stradner, 1963).

6.N.P.15 — Zona *Chiphragmalithus alatus* Hay 1967. Limita inferioară a acestei zone se consideră la prima apariție a lui *Chiphragmalithus alatus*. La același nivel mai apare *Reticulofenestra placomorpha*. În cadrul acestei zone sînt de asemenea frecvente speciile de *Chiastmolithus* de talie mare, ca *Ch. grandis* și *Ch. gigas*, și cele de *Chiphragmalithus cristatus* și *C. acantodes*. Lmita superioară a acestei zone rămîne necunoscută în profilul din valea Leurzei, datorită faptului că șisturile cenușii și argilele

cu intercalaţii grezoase ale termenului stratigrafic următor sînt lipsite de nannoplancton.

Zona N.P.15 corespunde zonei *Hantkenina liebusi* şi *Globigerapsis index* din orizontul argilelor vişinii cenuşii, reprezentînd partea superioară a eocenului mediu şi baza eocenului superior.

În Cehoslovacia, asociaţia acestei zone corespunde părţii superioare a zonei cu discoasteride (O. Samuel şi H. Bystrická, 1968), respectiv cu partea superioară a eocenului mediu.

În Polonia, zona N.P.15 este paralelizată cu partea superioară a zonei cu *D. barbadiensis* (A. Radomski, 1968) şi cu asociaţia cu *Cyclammina amplectens* şi *Sphaeramina subgaleata* care apare la partea superioară a eocenului mediu.

În Trinidad, zona cu *Chiphragmalithus alatus* se corelează cu o parte a zonei cu *Hantkenina aragonensis* (W. W. Hay şi colab., 1967).

7. Zona N.P. 19 — *Isthmolithus recurvus* Martini 1969. Urmînd peste orizontul şisturilor cenuşii şi argilelor verzui ce nu conţin nannoplancton, limita inferioară a acestei zone rămîne necunoscută în profilul din valea Leurzei. Asociaţia nannofloristică a acestei zone este caracterizată prin marea abundenţă a speciilor *Cyclococcolithus formosus*, *C. gammation* şi *C. neogammation*, apărute în zonele precedente, ca şi a speciilor *Reticulofenestra placomorpha*, *Dyctiococcytes dyctiodus* şi *Isthmolithus recurvus*.

Limita superioară a zonei este trasată la apariţia speciei *Sphenolithus pseudoradians*.

Zona N.P.19 corespunde părţii inferioare a zonei *Globigerina corpulenta* din partea terminală a eocenului superior.

În Cehoslovacia, această zonă corespunde zonelor de foraminifere IX şi X separate de Samuel şi Bystrická (1968) în cadrul eocenului superior.

În Polonia, Radomski (1968) descrie o asociaţie de nannoplancton asemănătoare cu cea menţionată de noi, din nivelul cu *Globigerina dissimilis — G. officinalis* atribuit eocenului superior şi din baza depozitelor cu *G. officinalis — Cibicides lopjanicus* considerate de autorul respectiv ca reprezentînd trecerea de la eocen la oligocen.

8. N.P.20—Zona *Sphenolithus pseudoradians* Martini 1969. Limita inferioară a acestei zone a fost trasată la prima apariţie a speciei *Sphenolithus pseudoradians*. În probele de pe valea Leurzei, analizate de noi, nu s-a întîlnit această specie. Am considerat în schimb că această limită poate fi trasată la prima apariţie a speciei *Sphaenolithus predistentus*, moment care corespunde stratigrafic cu cel al apariţiei speciei *S. pseudoradians*. (Şt. Gartner, 1969).

Asociaţia acestei zone nu diferă de cea a celei precedente decît prin reducerea frecvenţei discoasteridelor.

Mai apar doar cîteva exemplare ale speciilor *Discoaster barbadiensis* şi *D. saipanensis*.

Braarudosphaera bigelowi, care s-a semnalat în cîteva nivele stratigrafice de-a lungul întregului profil, reapare în ultimele două probe (nr. 62 şi nr. 63) cu o frecvenţă ridicată, situaţie ce arată modificări în condiţiile climatice. După caracterul intermitent al apariţiei acestei specii,

se pare că modificările nu au avut un caracter ciclic (E d w a r d s, 1968).

Limita superioară a zonei este trasată la ultima apariţie a speciei *Discoaster barbadiensis.*

Întrucît deasupra orizontului marnelor cu globigerine în care a fost identificată zona N.P.20 urmează un orizont de şisturi disodilice în care nu mai apar foraminifere planctonice, nu s-au mai studiat în continuare alte probe. Este probabil ca limita litologică între cele două formaţiuni menţionate să fie şi limita între zonele N.P.20 şi N.P.21.

ZONATION OF THE PALAEOGENE-EOCENE DEPOSITS OF ŞOTRILE FACIES (EASTERN CARPATHIANS) ON THE BASIS OF THE PLANKTONIC FORAMINIFERS AND OF THE CALCAREOUS NANNOPLANKTON

ABSTRACT

The micropalaeontological study of the Palaeogene rocks of Şotrile facies that outcrop in the southern part of the Eastern Carpathians (Valea Leurzei profile) points out eight zones of planktonic foraminifers and eight zones of calcareous nannoplankton that correlate as follows:

The *Marthasterites contortus* zone with the lower part and the *Discoaster binodosus* zone with the upper part of the *Globorotalia aequa/ marginodentata* zone (Upper Palaeocene).

The *Marthasterites tribrachiatus* and *Discoaster lodoensis* zones correspond to the *Acarinina bullbrooki* (= *Acarinina crassaformis*) and *Hantkenina liebusi* (Middle Eocene) zones.

To the *Globigerapsis index* and *G. tropicalis* zones (Upper Eocene) corresponds an interval devoid of nannofossils.

The *Isthmolithus recurvus* and *Sphenolithus predistentus* zones correlate with the *Globigerina corpulenta* zone from the top of the Eocene.

BIBLIOGRAFIE

Berggren A. W. (1969), *Paleogene biostratigraphy and planktonic foraminifera of Northern Europe*, Proc. first inter. Conf. planct. mikrof. V. I., Geneva.

Blow H. W. (1969), *Late Middle Eocene to recent planktonic foraminiferal biostratigraphy*, Proc. first inter. Conf. plankt. microf. V. I., Geneva.

Blow H. W., Banner F. T. (1962), *The mid-tertiary (Upper Eocene to Aquitanian Globigerinaceae)*, Cambridge Univ. Press.

Bolli H. M. (1966), *Zonation of cretaceous to pliocene marine sediments based on planktonic foraminifera*, Bul. inf. Asoc. Venezuelana de Geol., Min. y Petrol, **9**, *1*.

Bolli H. M., Loeblich A. R., Jr. Tappan Helen (1957), *Planktonic foraminiferal families Hantkeninidae, Orbulinidae Globorotaliidae and Globotruncanidae*, Stud. foram. U.S.A., Nat. Mns., Bull. 215.

Bouché P. M. (1962), *Nannofossiles calcaires du Lutétien du bassin de Paris*, Rev. Micropal., *5*, 75—103.

Bramlette M. N., Martini E. (1964), *The great change in calcareous nannoplankton fossils between the Maestrichtian and Danian*, Micropal., *10*, 291—322.

Bramlette M. N., Riedel W. R. (1954), *Stratigraphic value of discoasters and some other microfossils related to recent coccolithophores*, J. Paleont., *28*, 385—403.

Beamlette M. N., Sullivan F. R. (1961), *Coccolithophorids and related nannoplankton of the early Tertiary in California*, Micropal., *7*, 129—188.

BRAMLETTE M. N., WILCOXON J. A. (1967), *Middle Tertiary calcareous nannoplankton of the Cipero Section*, Trinidad, W. I. Tulane studies in Geol. **5**, *3*, 93—102.

BRATU ELENA (1967), *Distribution des foraminifères planktoniques dans le flysch interne paléocène-éocène à la courbure des Carpates Orientales (Roumanie)*, Proc. first inter. Conf. plankt. microf. **I**, Geneva.

DEFLANDRE G. (1959), *Sur les nannofossiles calcaires et leur systématique*, Rev. Micropal., **9**, *1*, 103—104.

DEFLANDRE G., FERT C. (1954), *Observations sur les Coccolithophorides actuels et fossiles en microscopie ordinaire et électronique*, Ann. Paléont., *40*, 115—176.

EDWARDS A. R. (1963), *A preparation technique for calcareous nannoplankton*, Micropal., **9**, *1*, 103—104.

— (1966), *Calcareous Nannoplankton from the uppermost Cretaceous and lowermost Tertiary of the Mid-Waipara section South-Island, New-Zealand*, N. Z. J. Geol. Geophys., **9**, *4*, 481—490.

FILIPESCU G. M., HANGANU ELISABETA (1959), *Asupra prezenţei unor depozite cu Discoasteride în Terţiarul din N. W. Olteniei*, St. cerc. geol., *4*, 195—205.

GARTNER ST. JR., SMITH L. A. (1967), *Coccoliths and related calcareous nannofossils from the Yazoo Formation (Jackson, Late Eocene) of Louisiana*, Paleont. Contr. Univ. Kansas. Paper *20*.

GARTNER ST. JR. (1969), *Nannofossils zonation of the Palcocene-Eearly Eocene sediments penetrated in Joides Black Plateau cores J 3—J 4—J 6 b*, Colloque de l'Eocène, Budapest.

GOHRBANDT K. (1963), *Zur Gliederung des Paläogen im Helvetikum nördlich Salzburg nach planktonischen foraminiferen*, Geol. Gesell. Wien, Mitt., **56**, *1*, 1—116.

HAY W. W., MOHLER H. P. (1967), *Calcareous nannoplankton from Eearly Tertiary rocks at Pont Labau, France, and Paleocene-Early Eocene correlations*, J. Paleont., *41*, 1505—1541.

HAY W. W., MOHLER H. P., ROTH P. H., SCHMIDT R. R., BOUDREAUX J. E. (1967), *Calcareous nannoplankton zonation of the Cenozoic of the Gulf Coast and Caribbean-Antillean area and transoceanic correlation*, Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc., **XVII**, 428—480.

HAY W. W., TOWE K. M. (1962), *Electron microscopic examination of some coccoliths from Donzacq (France)*, Ecl. Geol. Helv., 55, 497—515.

HAY W. W., MOHLER M. P., WADE M. E. (1967), *Calcareous nannofossils from Nal'chik (N. W. Caucasus)*, Ecl. Geol. Helv., **59**, 397—399.

KAMPTNER E. (1962), *Tertiäre und nach-Tertiäre Coccolithineen-Skelettreste aus Tief see-Ablagerungen des östlichen Pazifischen Ozeans*, Paläont. Zeitschrift, *36*, 13.

LEVIN H. L. (1965), *Coccolithophoridae and related microfossils from the Yazoo Formation (Eocene) of Mississippi*, J. Paleont., *39*, 265—272.

LEVIN H. L., JOERGER A. P. (1967), *Calcareous nannoplankton from the Tertiary of Alabama*, Micropal., **13**, *2*, 163—182.

LEZAUD L., MASSIEUX M., TOUMARKINE M. (1969), *Principaux résultats d'une étude des Foraminifères pélagiques et du Nannoplancton calcaire du Nummulithique des Corbières septentrionales et du Mont Cayla (Aude)*, Bull. d'Histoire Nat. Toulouse, **105**, fasc. 1—2, 121—135.

MARTINI E. (1958), *Discoasteriden und verwandte Formen in N. W. — deutschen Eozän (Coccolithophorida) I Taxonomische Untersuchungen*, Senckenb. Leth. 39, 353—388.

— (1959), *Discoasteriden und verwandte Formen in N. W. deutschen Eozän (Coccolithophorida) II. Stratigraphische Auswertung*, Senckenb. Leth. 40, 137—157.

— (1961), *Nannoplankton aus den Tertiär und der obersten Kreide von S. W. Frankreich*, Senckenb. Leth., 42, 1—32.

— (1969), *Nannoplankton aus dem Latdorf (locus typicus) und weltweite Parallelisierungen im oberen Eozän und untere Oligozän*, Senckenb. Leth. 50, *2*, *3*, 117—160.

— (1970), *Standard Paleogene zonation*, Nature, **226**, *5245*, 560—561.

MARTINI E., RITZKOWSKI S. (1968), *Was ist das „Unter-Oligocän"*, Nach. Akad. Wiss. in Göttingen II Mat. Phys. Klasse, 13.

BADOMSKI A. (1968), *Calcareous nannoplankton zones in Paleogene of the W. Polish Carpathians*, Rocznik Pol. Towarsystwa Geol., **38**, *4*, 545—605.

SAMUEL O., BYSTRICKÁ H. (1968), *Stratigraphische Correlation der Plankton Foraminiferen mit dem Nannoplankton des Paleogens in den Westkarpaten der Slowakei*, Geologicky Sbornik—XIX, L., 117—129.

STRADNER H. (1962 *a*), *Über das fossile Nannoplankton des Eozän-Flysch von Istrien*, Verh. Geol. Bundesanst., Viena, 176—186.

— (1962 *b*), *Über neue und wenig bekannte Nannofossilien aus Kreide und Alttertiär*, Verh. Geol. Bundesanst Viena, 363—377.

— (1963), *See Nannofossilien in Gohrbandt K : Zur Gleiderung des Paläogen im Helvetikum nordlich Salzburg nach planktonischen Foraminiferen*, Mitt. Geol. Ges., Viena, 56, 1—116.

STRADNER H., EDWARDS A. R. (1968), *Electron microscopic studies on Upper Eocene coccoliths from the Oamaru diatomite*, Jahr. d. Geol. Bundesanst, **13**.

SUBBOTINA N. N. (1971), *Ovidah roda Globigerapsis is eotenovîh otlojenii iugu SSSR*, VNIGRI, Leningrad.

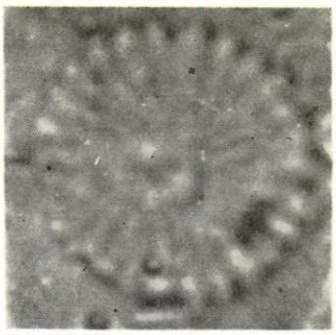
SULLIVAN F. R. (1964 *a*), *Lower Tertiary nannoplankton from the California Coast Ranges I Paleocene*, Univ. California Publ. Geol. Sc., *44*, 163—227.

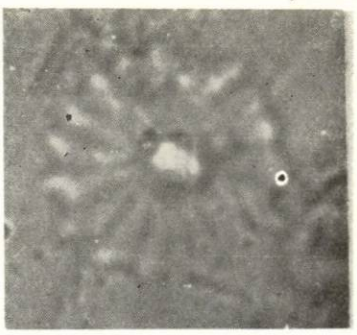
— (1964 *b*), *Lower Tertiary nannoplankton from the California Coast Ranges II Eocene*, Univ. California Publ. Geol. Sc., *53*, 1—75.

Primit în redacție la 5 ianuarie 1972

Institutul geologic

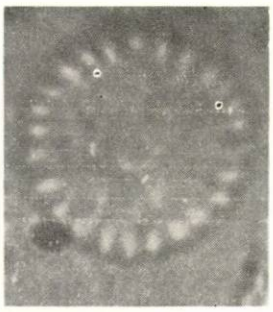
1

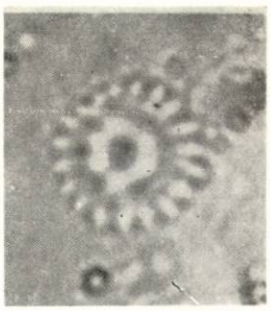

2

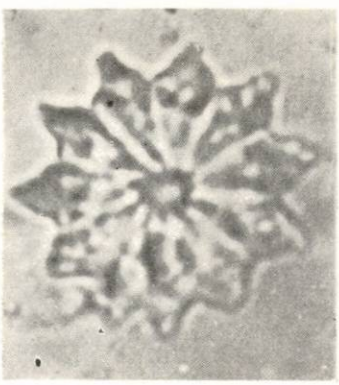

3

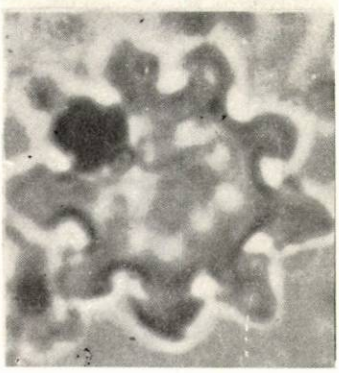
4

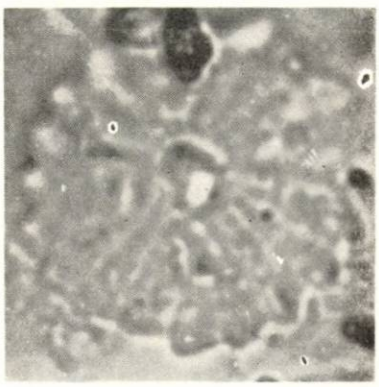
5


6


7

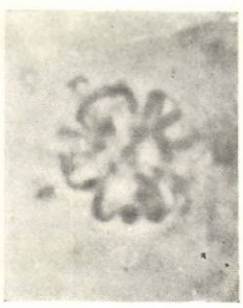

8


9


10

11

12

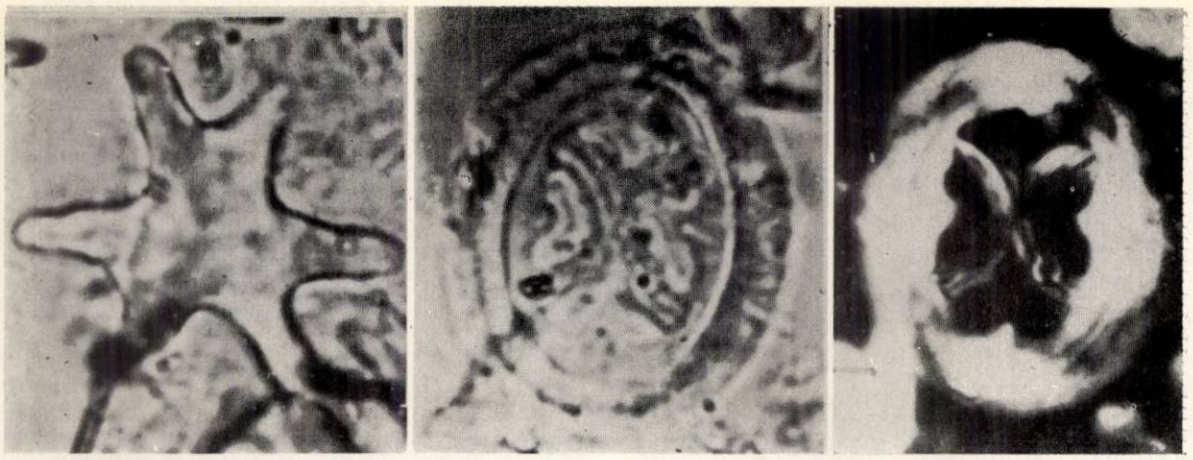

13

14

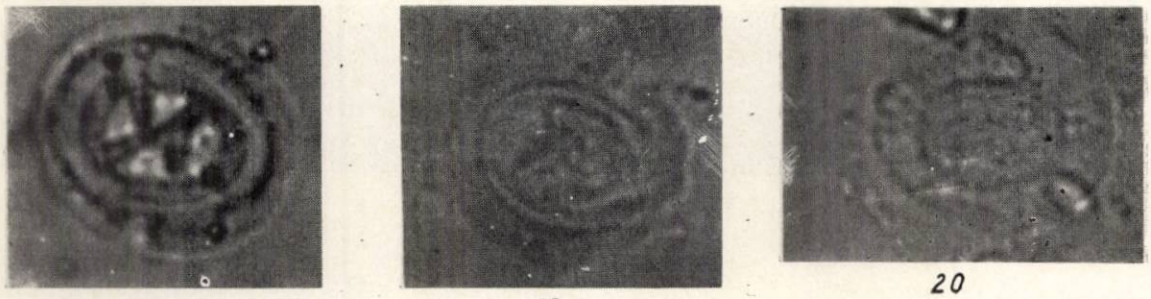
PALEOCEN SUPERIOR

Fig. 1. — *Marthasterites bramlettei* Brönnimann & Strandner l.n.
Fig. 2. — *Discoaster multiradiatus* Bramlette Riedel l.n.
Fig. 3. *Discoaster diastipus* Bramlette & Sullivae l.n.
Fig. 4. — *Discoaster gemmeys* Stradner l.n.
Fig 5, 10. — *Discoaster salisburgensis* Stradner l.n.
Fig. 6. — *Discoaster delicatus* Bramlette & Sullivan l.n.
Fig. 7. — *Discoasteroides megastypus* Bramlette & Sullivan l.n.
Fig. 8. — *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok l.n.
Fig. 9. — *Discoaster binodosus* Martini l.n.
Fig. 11, 12. — *Coccolithus crassus* (Bramlette & Sullivan) l.n., Nx.
Fig. 13, 14. — *Fasciculithus involutus* (Bramlette & Sullivan) l. n., Nx.

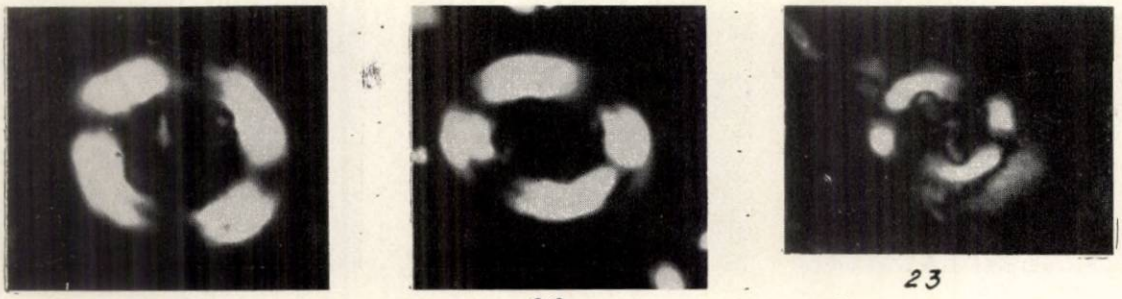
Mărirea : 2 700×.



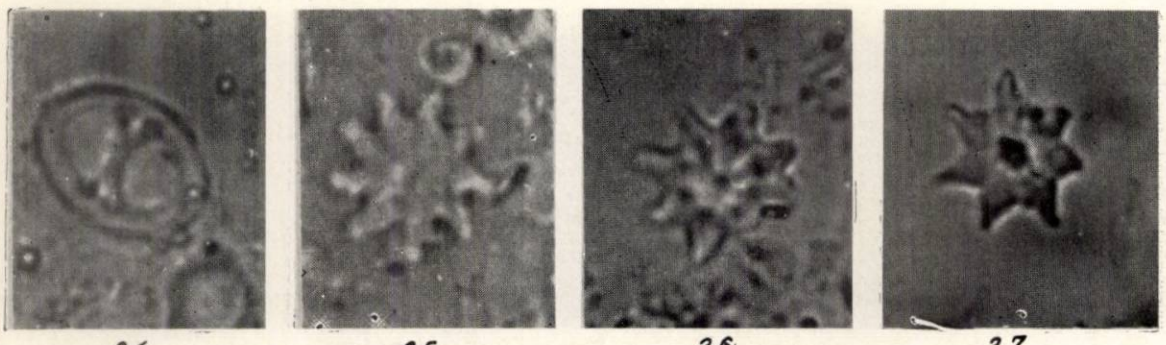
15 16 17



18 19 20



21 22 23

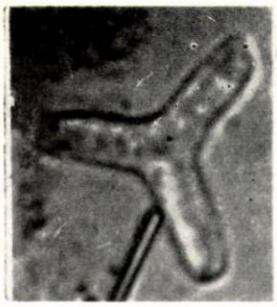


24 25 26 27

PALEOCEN SUPERIOR – EOCEN INFERIOR

Fig. 15. – *Marthasterites contortus* (Stradner) Deflandre l.n.
Fig. 16, 17. – *Chiasmolithus grandis* (Br. & Riedel) l.n., Nx.
Fig. 18, 21. – *Chiasmolithus solitus* (Br. & Sullivan) l.n., Nx.
Fig. 19,22. – *Chiasmolithus bidoens* (Br. & Sullivan) l.n., Nx.
Fig. 20, 23. – *Chiasmolithus consuetus* (Br. & Sullivan) l.n., Nx.
Fig. 24. – *Heliorthus junctus.*
Fig. 25, 26. – *Discoaster falcatus* Bramlette & Sullivan; formă normală 25; formă de trecere la *D. saipanensis* 26.
Fig. 27. – *Discoaster saipanensis* Bramlette & Riedel.

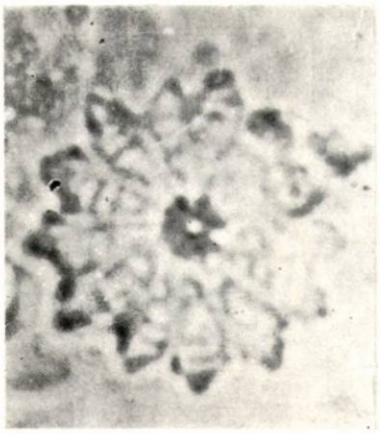
Mărirea : 2 700 ×.



28

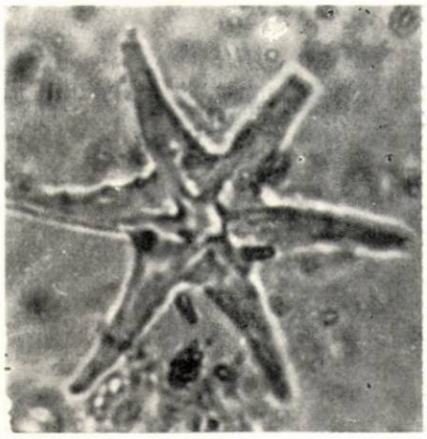
29

30



31

32



33

34

35

36

37

38

39

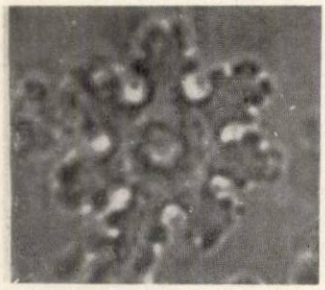
40

41

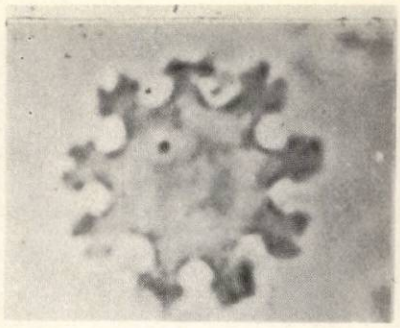
EOCEN INFERIOR

Fig. 28. — *Marthasterites tribrachiatus* (Bramlette & Riedel) Deflandre.
Fig. 29, 30. — *Discoaster quepperi* Strandner l.n., profil.
Fig. 31. — *Discoaster elegans* Bramlette & Sullivan l.n.
Fig. 32—35. — *Discoaster lodoensis* (Bramlette & Riedel) Deflandre.
Fig. 36, 37. — *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette Riedel) Bramlette & Sullivan l.n., Nx.
Fig. 38, 39. — *Coronocyclus nitescens* (Kamptner) Bramlette & Wilcoxon, l.n., Nx.
Fig. 40, 41. — *Rhabdosphaera truncata* Bramlette & Sullivan l.n., Nx.

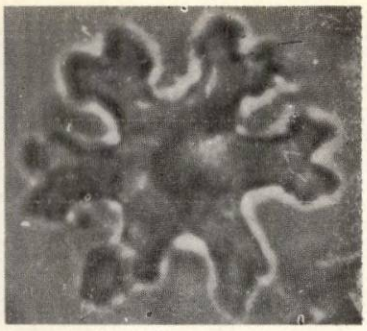
Mărirea : 2700 ×.



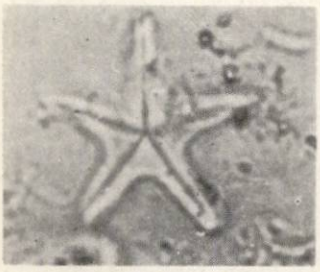
42



43

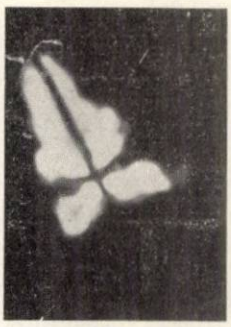


44



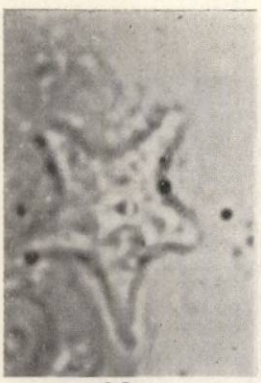
45

46

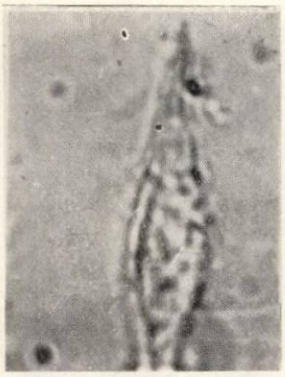


47

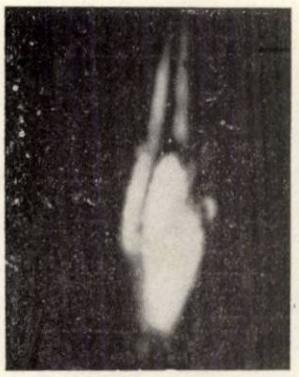
48



49



50

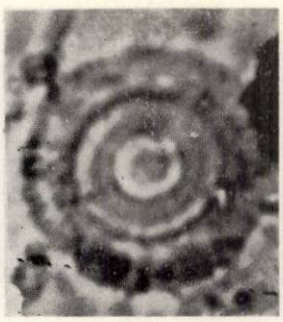


51

52

53

54



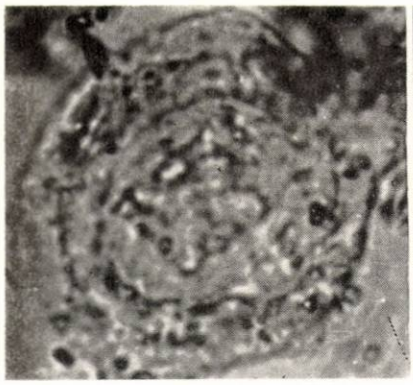
55

56

EOCEN MEDIU

Fig. 42.— *Discoaster mirus* Deflandre l.n.
Fig. 43, 44.— *Discoaster gemmifer* Stradner l.n.
Fig. 45. — *Micrantolithus vesper* Deflandre l.n.
Fig. 46, 47. — *Sphenolithus radians* Deflandre l.n., Nx.
Fig. 48. — *Neococcolithes dubius* (Deflandre) Black l.n.
Fig. 49. — *Disocaster sublodoensis* Bramlette & Sullivan l.n.
Fig 50, 51. — *Rhabdolsphaera inflata* Bramlette & Sulivan ln., Nx.
Fig. 52. — *Discoaster wemnelensis* Stradner l.n.
Fig. 53. — *Chiphragmalithus alatus* (Bramlette & Sullivan) l.n.
Fig. 54. — *Chiphragmalithus cristatus* (Martini) l.n.
Fig. 55, 56.— *Cyclococcolithus formosus* Kamptner l.n., Nx.

Mărirea : 2 700 ×.

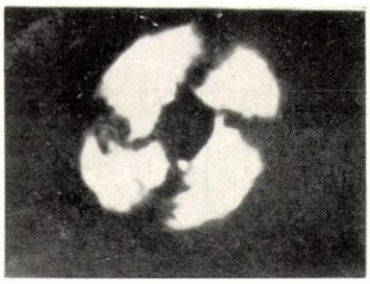


57

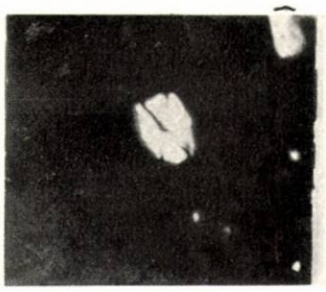
58

59

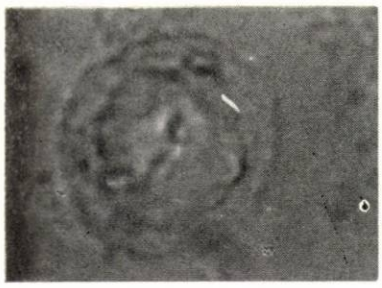
60



61



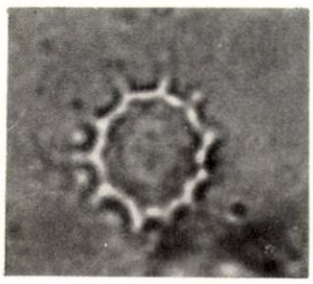
62



63

64

65



66

67

68

EOCEN SUPERIOR

Fig. 57, 58. — *Chiasmolithus gigas* (Bramlette & Sullivan) Hay, Mohler, Wade l.n., Nx.
Fig. 59, 62. — *Lanternithus minutus* Stradner l.n., Nx.
Fig. 60, 61. — *Reticulofenestra placomorpha* (Kamptner) Stradner l.n., Nx.
Fig. 63, 64. — *Dictyococcites dictiodus* (Deflandre & Fert) Martini l.n., Nx.
Fig. 65, 68. — *Chiasmolithus oomarnensis* (Deflandre) Hay, Mohler, Wade l.n., Nx.
Fig. 66, — *Coranulus germanicus* Stradner l.n.
Fig. 67. — *Isthmolithus recurvus* Deflandre l.n.

Mărirea : 2 700 ×.

PLAGIODACNA MULTICOSTATA NOV. SP. ÎN DACIANUL SUPERIOR DINTRE VALEA BUDUREASCA ŞI VALEA SCHEII (JUD. PRAHOVA)

DE

I. PAPAIANOPOL

55(05)

Depozitele dacianului superior (interval stratigrafic pentru care I. Andreescu a propus numele de parscovian [1]) care se dezvoltă în zona cutelor subcarpatice externe, la est de valea Cricovul Sărat, conţin o faună bogată şi variată.

Cu prilejul studiilor de teren întreprinse în acest sector a fost recoltat de pe două profile un număr de 14 valve, aparţinînd genului *Plagiodacna*, care prin caracterele ce le posedă aparţin unei specii noi.

O parte dintre exemplare provin dintr-un pachet de nisipuri cenuşii sau gălbui, slab micacee, cu o grosime de 1—1,5 m, deschis în dealul Belciu Mare (2 km SV de comuna Călugăreni, judeţul Prahova) şi se asociază cu *Prosodacna* (*Psilodon*) *haueri haueri* Cobălcescu, P. (*Prosodacna*) ex gr. *zamphiri* (Cobălcescu), *P.*(*P.*) *rumana* (Fontannes), *Limnocardium* (*Euxinicardium*) sp., *Horiodacna rumana* Sabba, *Pyrgula bicincta* Lörenthey etc. Acest nivel se situează între nisipuri de granulaţie medie, gălbui sau uşor roşcate, cu *Prosodacna* (*Psilodon*) *haueri haueri* Cobălcescu, *P.* (*Ps.*) *neumayri neumayri* (Fuchs), *P.* (*Prosodacna*) *rumana* (Fontannes), *P.* (*P.*) *daciana* Papaianopol, *Limnodacna rumana* Papaianopol et I. Motaş, *Melanoides* (*Stenomelania*) *abchasica* (Seninski), *Pyrgula bicincta* Lörenthey şi nisipuri gălbui cu *Unio* (*Unio*) *rumanus* Tournouër, *Prosodacna* (*Psilodon*), *haueri haueri* Cobălcescu, *P.* (*Prosodacna*) *rumana* (Fontannes), *Melanopsis* sp., *Dreissena* sp.

Restul materialului paleontologic a fost colectat din profilul deschis în dealul Budei (în imediata apropiere a satului Valea Scheilor).

Aici, deasupra ponţianului superior (bosphorian) cu *Dreissenomya aperta* (Deshayes), *Dreissenomya* sp., *Didacna* (*Pontalmyra*) cfr. *subcre-*

[1] I. Andreescu, *Contribuţii la stratigrafia Dacianului şi Romanianului din zona de curbură a Carpaţilor Orientali*, Şedinţa de comunicări ştiinţifice Institutului geologic, 14 mai 1971.

nulata Andrusov, *D.(P.) constantiae* Sabba, *Plagiodacna* ex gr. *carinata* (Deshayes), *Phyllocardium planum planum* (Deshayes), *Limnocardium* (*Tauricardium*) sp., se dispun nisipuri marnoase cenuşii-verzui, destul de puternic cimentate, cu *Prosodacna* (*Psilodon*) *haueri haueri* Cobălcescu, *P.* (*Prosodacna*) *rumana* (Fontannes), *Pseudocatillus dacianus* Ebersin, *Bulimus* (*Tylopoma*) *speciosus* (Cobălcescu), care suportă la rîndul lor nisipuri gălbui ce conţin *Prosodacna* (*Prosodacna*) *rumana* (Fontannes), *P.* (*P.*) *daciana* Papaianopol, *Limnodacna rumana* Papaianopol et I. Motaş, *Dreissena rostriformis* (Deshayes), *Pseudocatillus* sp.

Limnodacnelor şi prosodacnelor de talie mică din aceste nisipuri (peste care stau gresii nisipoase cărămizii-roşietice, dure, cu numeroase forme prost păstrate de *Pseudocatillus*) li se asociază şi specia de *Plagiodacna* ce urmează să fie descrisă mai jos.

Asocierea intimă a noii specii cu *Limnodacna*, *Horiodacna* şi psilodonţii din grupurile *haueri* şi *neumayri* confirmă vîrsta dacian superioară a depozitelor ce o conţin.

Clasa **BIVALVIA**

Ordinul **HETERODONTA**

Suprafamilia *CARDIACEA*

Familia **CARDIIDAE** Lamarck, 1819

Subfamilia **DIDACNINAE** Ebersin, 1962

Genul **Plagiodacna** Andrussow, 1903

Specia tip **Cardium carinatum** Deshayes, 1838

Plagiodacna multicostata Papaianopol nov. sp.

(pl. I, fig. 1—4)

Holotip : Nr. 9 272, pl. I, fig. 1,2, Colecţia Institutului Geologic.
Derivatio nominis : După numărul mare de coaste al suprafeţei externe.
Locus tipicus : Dealul Belciu Mare (2 km sud-vest de comuna Călugăreni, judeţul Prahova).
Stratum tipicum : Orizontul nisipurilor cenuşii-gălbui cu *Prosodacna* (*Psilodon*) *haueri haueri* Cobălcescu, *P.* (*Prosodacna*) ex gr. *zamphiri* (Cobălcescu), *P.* (*P.*) *rumana* (Fontannes), *Horiodacna rumana* Sabba, *Pyrgula bicincta* Lörenthey.

Diagnoza

Cochilia de talie medie, convexă, cu valvale destul de subțiri, inechilaterală, carenată, cu contur trapezoidal-alungit. Cîmpul anterior cu 26—30 coaste, plane în marea lor majoritate. Pe cîmpul posterior se găsesc 10—13 coaste. Șarniera fiecărei valve conține cîte un dinte cardinal. Linia mantalei întreagă, slab marcată.

Descrierea

Valvele de dimensiuni medii, subțiri, convexe, puternic inechilaterale, carenate, alungite, cu contur trapezoidal. Umbonele mic, slab reliefat deasupra marginii cardinale, carenat, vizibil deplasat anterior.

Marginea cardinală alungită, slab curbată sau aproape dreaptă, are o ramură anterioară rectilinie sau ușor concavă și o ramură posterioară dreaptă sau slab arcuită. Marginea anterioară scurtă și puternic convexă prin treceri treptate se unește pe nesimțite cu marginea inferioară, cu ramura anterioară a marginii cardinale racordîndu-se fie treptat, fie (în cazuri mai rare) prin intermediul unui unghi obtuz-rontunjit. Marginea inferioară este alungită și aproape dreaptă. Cea posterioară, dispusă oblic, dreaptă sau ușor convexă. La zona de racord dintre marginea posterioară și ramura posterioară a marginii cardinale se formează un unghi obtuz mai mult sau mai puțin rotunjit, iar uneori un unghi aproape drept.

Suprafața valvelor este împărțită de coasta care coboară de la umbone în unghiul infero-posterior al acestora într-un cîmp anterior larg și convex și un cîmp posterior îngust și aproape plan. Această coastă, care ține loc de carenă, este ascuțită în cele mai frecvente cazuri numai în treimea sa superioară, aplatisîndu-se treptat pe măsură ce coboară către marginea inferioară a valvelor.

Coastele cîmpului anterior, în număr de 26—30, sînt plane, cu excepția primelor 6—8 coaste anterioare, care la exemplarele bine păstrate sînt ușor convexe. Spațiile intercostale plane devin foarte înguste în partea posterioară a cîmpului anterior (în vecinătatea coastei ce separă cele două cîmpuri), unde sînt liniare. În partea mediană a aceluiași cîmp, lățimea spațiilor intercostale depășește cu puțin jumătate din lățimea coastelor învecinate.

Pe cîmpul posterior se numără 10—13 coaste bine exprimate, dintre care cele 2—3 alăturate carenei sînt de cele mai multe ori slab convexe, separate de spații intercostale înguste dar bine delimitate. Pe măsură ce înaintăm către extremitatea posterioară a acestui cîmp, spațiile intercostale se îngustează treptat, devenind chiar liniare.

Pe suprafața externă a valvelor se mai observă numeroase striuri fine de creștere și 3—4 „inele anuale" situate de obicei în jumătatea inferioară a acestora.

Șarniera valvei drepte este formată dintr-un singur dinte cardinal (cel posterior), mic, cu aspect de tubercul, uneori ușor alungit, plasat cu puțin în urma vîrfului umbonelui. În fața acestuia se situează o

fosetă mică, rotundă. Pe valva stîngă şarniera conţine tot un dinte cardinal mic, cu aspect de tubercul.

Lama ligamentară destul de slab dezvoltată. Lunula mică, scurtă, destul de superficială. Corseletul alungit şi îngust.

Pe suprafaţa internă a exemplarelor bine păstrate se observă un mare număr de coaste interne, care în unele cazuri se ridică mult în sus, depăşind linia care uneşte impresiunile muşchiulare.

Impresiunile muşchilor aductori slab marcate, cea posterioară fiind de multe ori chiar indistinctă.

Linia mantalei destul de bine exprimată, întreagă.

Dimensiuni (în mm) şi raporturi

	Lungimea (l)	Înălţimea (h)	Convexitatea (c)	Raporturi h/l	Raporturi c/h
Holotip	20,9	13,2	5,7	0,63	0,43
	20,6	13,3	5,2	0,64	0,39
	22,7	15,0	5,2	0,66	0,35
	20,4	12,4	4,8	0,60	0,38
	19,4	13,0	4,5	0,65	0,34
	19,2	12,5	4,5	0,63	0,36
	18,4	11,6	4,3	0,63	0,37
	23,9	15,8	5,5	0,61	0,34

Diagnose

Valves de dimensions moyennes, relativement minces, convexes, inéquilaterales, avec contour trapézoïdal-allongé. Le crochet petit, peu saillant sur le bord cardinal, caréné, deplacée vers la partie antérieure. Bord cardinal allongé, presque droit où faiblement convexe. Bord antérieur court, fortement convexe. Bord inférieur allongé, presque droit. Le bord postérieur droit où faiblement convexe est disposé obliquement.

Le champ antérieur de la surface externe est pourvou de 26—30 côtes planes, à l'exception de premières 6—8 côtes antérieurs, qui sont faiblement convexes. Sur le champ postérieur se trouvent 10—13 côtes. Les côtes du champ antérieur sont séparées par des espaces qui deviennent linéaires vers la partie postérieure de ce champ.

La charnière de la valve droite contient une seule dent cardinal (postérieure) petite, sous forme de tubercule. A la valve gauche on remarque une dent cardinale, petite.

La ligne palléale entière.

Comparaţii

Dintre speciile de plagiodacne descrise pînă în prezent, se apropie cel mai mult (prin structura şarnierei şi parţial prin costaţie) de *Plagiodacna carinata* (Deshayes), de care diferă prin umbonele mai puţin proeminent, prin numărul de coaste de pe cîmpul anterior (26—30 în loc de 18—23)

şi posterior (10—13 în loc de 6—7), ca şi prin dezvoltarea mai slabă a lamei ligamentare şi a dinţilor cardinali (alungiţi şi dispuşi oblic faţă de platoul cardinal, cu tendinţa de a deveni aproape paraleli cu ramura posterioară a marginii cardinale la specia lui Deshayes). La *Plagiodacna carinata* (Desh.), o carenă clară, ascuţită, se dezvoltă pe întreaga suprafaţă a valvelor şi de cele mai multe ori aceasta apare zimţată, ca urmare a dezvoltării unor solzişori. În plus de acestea, la specia nou descrisă coastele anterioare sînt uşor convexe, deosebidu-se astfel de *Plagiodacna carinata* (Desh.), la care coastele sînt în totalitate plane.

Prin convexitatea coastelor anterioare, *Plagiodacna multicostata* nov. sp. se apropie de *Plagiodacna davidaschvilii* Ĉelidze (ponţian superior din R.S.S. Gruzină), deosebindu-se însă net de aceasta atît prin numărul mult mai mare al coastelor (17—18 pe cîmpul anterior şi 6—8 pe cel posterior la specia lui Ĉelidze), dar mai ales prin şarnieră, specia euxinică fiind lipsită de dinţi pe valva dreaptă şi uneori chiar şi pe cea stîngă.

De *Plagiodacna pokveschica* Achvlediani (kimmerian mediu din Bazinul Euxinic) diferă prin reducerea cîmpului posterior, numărul mai mare de coaste (16—18 pe cîmpul anterior şi 5—6 pe cel posterior la specia *pokveschica*), ca şi prin lipsa unei carene solzate. La specia euxinică coastele sînt în totalitate plane.

Se deosebeşte de *Plagiodacna epidemia* Davidaschvili (kimmerian superior) prin dimensiunile mult mai reduse, umbonele mai puţin deplasat anterior, ca şi prin numărul coastelor (16—18 pe cîmpul anterior, pînă la 4 pe cel posterior la specia *epidemia*).

Diferă de *Plagiodacna modiolaris* (Rousseau) (kimmerian mediu şi superior) prin talie, masivitatea mult mai redusă a valvelor, numărul mai mare al coastelor (16—18 pe cîmpul anterior şi 4—6 pe cel posterior la specia lui Rousseau), prin umbonele mult mai puţin deplasat anterior, ca şi prin dezvoltarea mai slabă a platoului cardinal.

Prin dimensiunile de valoare medie seamănă cu *Plagiodacna gamkrelidzei* Gabunia (kimmerian-cuialnikian), deosebindu-se de aceasta prin conturul mai alungit al valvelor, lipsa convexităţii accentuate a ramurei posterioare a marginii cardinale, ca şi prin carenajul mai slab exprimat.

De *Plagiodacna djanelidzei* Ebersin (cuialnikian din Gruzia vestică) se apropie prin talia valvelor şi convexitatea coastelor anterioare, dar diferă de aceasta prin numărul mai mare al coastelor, (20—21 pe cîmpul anterior şi pînă la 4 pe cel posterior la specia lui Eberzin).

De specia *Plagiodacna auingeri* (Fuchs) din portaferrianul Bazinului Pannonic se deosebeşte prin numărul coastelor (24 în total la specia lui Fuchs), ca şi prin convexitatea mai accentuată a marginii anterioare.

Observaţii asupra raporturilor filetice

Specia *Plagiodacna carinata* (Deshayes), care are circulaţia pe verticală cea mai largă, a constituit un nod filetic important, din care au putut deriva multe dintre speciile acestui gen.

Astfel, datorită marii asemănări dintre *Plagiodacna carinata* (Deshayes) şi *Plagiodacna modiolaris* (Rousseau), A.G. E b e r z i n (1951) vedea în prima specie strămoşul direct al celei de a doua.

E. G. Ahvlediani (1966), pornind tot de la *Plagiodacna carinata* (Deshayes), subliniază că dezvoltarea verigilor şirului filogenetic a mers în direcţia unei reduceri a şarnierei, fapt confirmat de specia ponţian superioară *Plagiodacna davidaschvilii* Celidze, pentru care este caracteristică lipsa dinţilor (doar uneori, în stadiile tinere de creştere este prezent pe valva stîngă un rudiment al dintelui cardinal care dispare pe măsura creşterii valvelor). Autorul indică specia *Plagiodacna modiolaris* (Rousseau) ca urmaş posibil al formei *Plagiodacna carinata* (Deshayes), prima stînd, la rîndul ei, după toate probabilităţile, la originea speciei kimmeriene *Plagiodacna epidemia* Davidaschvili.

Recent, Suzette Cillet şi Fl. Marinescu (1971) arată că stadiile tinere de *Plagiodacna auingeri* (Fuchs) amintesc de *Plagiodacna carinata* (Deshayes), semnalînd totodată existenţa unor exemplare cu caractere apropiate de *Plagiodacna auingeri* (Fuchs) care fac trecerea de la o specie la alta.

În ceea ce priveşte specia nou descrisă, presupunem că ea ar putea reprezenta o ramură laterală a speciei *Plagiodacna carinata* (Deshayes), care a evoluat în direcţia creşterii numărului coastelor, reducerii lamei ligamentare şi a platoului cardinal.

Consideraţii privind originea, poziţia sistematică şi căile de migrare ale genului *Plagiodacna*

Genul *Plagiodacna* a fost creat de N. I. Andrusov (1903, 14—15; în *Izbranîe trudî*, t. III, p. 449, 1964), care a inclus în acesta speciile *Cardium carinatum* Desh., *C. auingeri* Fuchs, *C. oriovaconse* Neum., *C. speluncarium* Neum., *C. modiolare* Rouss., considerînd totodată că din punct de vedere genetic acesta provine din specia sarmaţiană *Cardium fischerianum* Döng.

În 1933, L. S. Davitaşvili (fide A.G. Eberzin, 1951, p. 73) consideră *Plagiodacna* ca subgen de *Cardium*, arătînd că reprezentanţii primitivi ai acestui subgen sînt foarte asemănători cu *Cardium praefischerianum* Koles., fiind deci posibilă o legătură genetică între *Plagiodacna* şi specia sarmaţiană. Ca formă tip este acceptată specia *Plagiodacna modiolaris* (Rousseau).

A. G. Eberzin (1951) se ocupă în detaliu de genul *Plagiodacna*, cu care ocazie descrie toate speciile cunoscute în Bazinul Euxinic pînă la acel moment, analizîndu-se atît răspîndirea geografică, cît şi localizarea stratigrafică a acestora în pliocen.

Ca specie tip a genului este considerată *Plagiodacna carinata* (Deshayes), pe motivul că aceasta este prima dintre speciile incluse de N.I. Andrusov în acesta.

Problemele referitoare la genul *Plagiodacna* sînt reluate de E.G. Ahvlediani (1966), care descrie şi o nouă specie (*Plagiodacna pokveschica* Achvlediani). Abordînd problema originii acestui gen, autorul arată că este posibil ca strămoşul plagiodacnelor să fie specia *Cardium praefischerianum* Koles., din sarmaţianul mediu (deşi nici în sarmaţianul superior şi nici în meoţian nu există forme apropiate de *Cardium praefischerianum*), dar că este tot atît de posibil ca marea asemănare

dintre *Cardium praefischerianum* şi formele primitive de *Plagiodacna* să fi apărut ca rezultat al unei dezvoltări filogenetice paralele, reprezentînd în acest caz unul dintre exemplele tipice de homeomorfism. Această din urmă opinie ni se pare a fi mai aproape de adevăr. Dacă raporturile filetice dintre speciile diferitelor genuri pliocene pot fi deseori sesizate (existenţa în numeroase cazuri a unor forme de trecere facilitînd acest lucru), lucrurile se complică considerabil atunci cînd este vorba de originea unor genuri. Lipsa pe intervale stratigrafice largi a unor forme de legătură a făcut ca de multe ori originea anumitor genuri pliocene să fie căutată în nişte forme destul de îndepărtate (ne referim la vîrsta stratigrafică a depozitelor în care se localizează aceşti strămoşi ipotetici). Este necesar să subliniem că acest punct de vedere nu poate fi exclus, deşi se pare că nu este aplicabil în toate cazurile. Materialul faptic, care se acumulează în cantitate din ce în ce mai mare, va duce, fără îndoială, într-un viitor mai mult sau mau puţin îndepărtat, la clarificarea problemelor legate de originea genurilor pliocene.

E. G. A h v l e d i a n i (1966) accentuează în lucrarea sa marea importanţă stratigrafică a speciilor de *Plagiodacna*, care, datorită localizării lor stratigrafice stricte (exceptînd *Plagiodacna carinata*), dau fosile index pentru etajele pliocenului din Bazinul Euxinic.

Referitor la poziţia sistematică a genului *Plagiodacna*, acesta a fost încadrat (*Osnovî paleontologhii*, 1960), în cadrul subfamiliei *Limnocardiinae* Stoliczka.

A.G. E b e r z i n creează în 1962 subfamilia *Didacninae*, pe care o caracterizează astfel: „Cochilia alungită longitudinal sau transversal, cu o costaţie radiară clară a suprafeţei. În cadrul şarnierei se disting în principal dinţii cardinali, unul-doi pe fiecare valvă. Dinţii laterali slabi, sînt cîteodată reduşi în întregime pe o valvă, rareori pe ambele valve. O excepţie o constituie dinţii laterali hipertrofiaţi (*Stenodacna*). Linia mantalei de regulă întreagă, mai rar cu sinus. Locuitori ai unor ape salmastre. Neogen-actual" (A.G. E b e r z i n, 1962, p. 26).

În această subfamilie (pentru care s-a luat ca tip genul *Didacna* Eichwald) au fost incluse genurile: *Oxydacna* Davidaschvili, *Oraphocardium* Ebersin, *Pteradacna* Andrussow, *Stenodacna* Andrussow, şi, convenţional, *Plagiodacna* Andrussow şi *Phyllocardium* Fischer.

Toţi reprezentanţii cunoscuţi ai cardiaceelor salmastre din pliocenul şi parţial miocenul Bazinului Ponto-Caspic şi Asiei Mici sînt grupaţi de A. G. E b e r z i n (1965) în cinci subfamilii, din cadrul familiei *Cardiidae*: *Limnocardiinae* Stoliczka 1871, *Didacninae* Ebersin 1962, *Paradacninae* Ebersin 1964, *Adacninae* Vest 1875 şi *Pseudocarditinae* Ebersin 1964.

În 1967, A.G. E b e r z i n menţine această clasificare, cu deosebirea că în cadrul subfamiliei *Didacninae*, pe lîngă genurile menţionate mai sus (inclusiv Plagiodacna şi Phyllocardium) mai sînt incluse genurile: *Brachiodacna* Ebersin 1965, *Caladacna* Andrussow 1917, *Didacnomya* Andrussow 1923, *Pseudocatillus* Andrussow 1903 şi *Macradacna* Ebersin 1967.

Luînd în discuţie momentul primelor apariţii ale plagiodacnelor, A. G. E b e r z i n (1951) arată că *Plagiodacna carinata* (Deshayes), cel mai vechi reprezentant al acestui gen, este cunoscută în pliocenul euxinic, începînd cu orizontul ce conţine *Congeria subrhomboidea* Andrussow (orizontul V al lui N. I. A d r u s o v în profilul de la Kamîşburun),

dar că forme apropiate de aceasta, deşi prost păstrate, se întîlnesc şi la partea superioară a calcarului de Odessa din Kuban şi R.S.S. Moldovenească. Masa principală a plagiodacnelor ar fi pătruns în Euxinia dintr-un bazin apropiat, asemănător în ceea ce priveşte condiţiile bionomice.

Dintr-un tabel în care se indică răspîndirea stratigrafică a plagiodacnelor (E. G. Ahvlediani, 1966) se remarcă extensiunea speciei *Plagiodacna carinata* (Deshayes), în intervalul ponţian mediu—kimmerian mediu inclusiv.

În Bazinul Dacic, deşi ating frecvenţa maximă în ponţianul mediu (portaferrian) şi superior (bosphorian), plagiodacnele sînt prezente şi în ponţianul inferior (odessian).

Astfel, Ioana Pană (1966) citează specia *Plagiodacna carinata* (Deshayes), în sinclinalul Ruşavăţ, dintr-un pachet de marne foioase cu paradacne, cuprins între nisipuri şi nisipuri marnoase cu *Congeria rumana* Sabba, deci în depozite de vîrstă ponţian inferioară.

Şi pe Valea lui Cernat (judeţul Prahova), în imediata apropiere a Comunei Călugăreni, plagiodacne din grupul carinata apar în ponţianul inferior (odessian) asociate cu *Congeria rumana* Sabba.

N. Macarovici, Fl. Marinescu şi I. C. Motaş (1965) plasează şi genul *Plagiodacna* în cadrul complexului faunistic caracteristic pentru ponţianul inferior (odessian).

În Bazinul Egeean, la sud de Atena, sub nişte falune cu congerii (ce conţin o faună caracteristică şi pentru calcarele de Odessa), P. M. Stevanović (1964) semnalează prezenţa unei forme, care după şarnieră ar putea fi o plagiodacnă.

În Bazinul Pannonic, *Plagiodacna auingeri* (Fuchs) este citată la Rădmăneşti, într-o asociaţie atribuită portaferrianului inferior, în depozite de aceeaşi vîrstă găsindu-se şi la Oreşac şi Tihany (Suzette Gillet şi Fl. Marinescu, 1971).

Şi în depozitele neogene de pe rama nord-vestică a Munţilor Poiana Ruscăi, *Plagiodacna auingeri* (Fuchs) se întîlneşte într-un complex de nisipuri grosiere cu *Congeria triangularis*, atribuit portaferrianului (T. Orăşanu, Fl. Marinescu, Elena Potocean şi R. Olteanu, 1971).

Specia *Cardium oriovacense* Neum. (considerată de N.I. Andrusov o plagiodacnă) este însoţită la Oriovac (M. Neumayr şi C. M. Paul, 1875) de *Congeria spathulata* şi *Cardium slavonicum* (în realitate *Phyllocardium complanatum*), forme care sînt citate şi în portaferrianul de la Rădmăneşti (Suzette Gillet şi Fl. Marinescu, 1971).

De reţinut din cele expuse prezenţa plagiodacnelor în ponţianul inferior din Bazinul Dacic şi posibil la partea superioară a calcarului de Odessa din domeniul euxinic.

Atît problema legăturilor dintre bazinele Pannonic, Dacic, Euxinic şi Caspic în timpul pliocenului, cît şi cea a migraţiilor au stat în ultima vreme în atenţia cercetătorilor.

Nu vom intra în detalii privind acest subiect, ci vom puncta doar cîteva idei, legate de problema care ne interesează.

În 1965. A. G. Eberzin distinge trei migraţii clar exprimate: egeică (între meoţian şi ponţian), geto-pannonică (la limita eupatorian-odes-

sian) şi portaferrică (în timpul ponţianului mediu). Se arată în continuare că este posibil să fi existat legături de scurtă durată între Bazinul Euxinic şi bazinele vestice atît la limita ponţian-kimmerian, cît şi la cea dintre kimmerian şi cuialnikian. Genul *Plagiodacna* este considerat ca migrant pannonic, instalat în Euxinia în timpul migraţiei geto-pannonice.

A. G. Eberzin, I. C. Motaş, N. Macarovici şi Fl. Marinescu (1966) discută pe larg pe lîngă alte probleme şi pe cea a migraţiilor. În afară de cele trei migraţii indicate anterior de A.G. Eberzin, autorii mai sus menţionaţi semnalează migraţiile geto-dacică (între ponţian şi kimmerian) şi dacică (între kimmerian şi cuialnikian). *Plagiodacna* este privită tot ca migrant pannonic, pătruns în domeniul ponto-caspic cu prilejul migraţiei geto-pannonice.

Analizînd faunele de lamelibranhiate şi în special momentul apariţiei diverşilor reprezentanţi ai acestora în diferitele etape ale existenţei bazinului pliocen, A.G. Eberzin (1967) sublinia că există argumente pentru a vorbi despre cel puţin patru legături ale Bazinului Euxinic cu bazinele vestice, cît şi despre o reluare a legăturii acestuia cu Bazinul Caspic (la nivelul tamanianului).

Prima dintre aceste legături coincide cu limita dintre meoţian şi ponţian şi a determinat instalarea în regiunea ponto-caspică a genurilor *Parvivenus*, *Prosodacna*, *Pseudocatillus*, *Dreissena* şi ulterior *Paradacna*, *Plagiodacna*, *Chartoconcha*, *Valenciennius*, timp în care a existat atît o comunicare cu Bazinul Egeean, cît şi una cu Bazinul Pannonic (A.G. Eberzin, 1967).

Celelalte trei legături cu bazinele vestice se plasează una în timpul ponţianului mediu (portaferrian), alta la limita dintre bosphorian şi azovian, iar ultima în timpul kimmerianului superior (panticapean).

Pentru genuri ca *Prosodacna* şi *Plagiodacna* se indică o origine pannonică, deşi anterior (A.G. Eberzin, 1959) arăta că, dată fiind raritatea prosodacnelor în stratele superioare cu congerii din Bazinul Pannonic, se poate presupune că regiunea în care au apărut şi de unde s-au răspîndit acestea nu a fost domeniul pannonic, ci o alta, după toate probabilităţile cel egeean, deoarece în regiunea Atena (Alatini) se găsesc nivele unde abundă prosodacne de talie mică asemănătoare cu speciile ponţianului inferior euxinic.

Prosodacnele din grupul *littoralis* sînt privite ca migranţi euxinici şi de A. G. Eberzin, I. C. Motaş, N. Macarovici şi Fl. Marinescu (1966).

Atît P. M. Stevanović (1964) şi mai recent Suzette Gillet şi F. Geissert (1971) citează din depozitele ponţianului inferior care apar în regiunile Atena şi Salonic numerosae prosodacne din grupul *littoralis*, fapt care ar confirma ideea originii acestora din această zonă.

Referitor la genul *Plagiodacna*, lucrurile par ceva mai complicate, deoarece existenţa acestuia în Bazinul Egeean nu este dovedită cu certitudine, deşi P. M. Stevanović (1964) indică această posibilitate.

După cum am arătat însă mai sus, plagiodacnele sînt prezente în ponţianul inferior din Bazinul Dacic (în complexul stratelor cu *Congeria rumana Sabba*). În acelaşi timp, în Bazinul Pannonic ele sînt citate din depozite echivalente ponţianului mediu (portaferrian).

Acest fapt ne face să presupunem că locul iniţial de apariţie a genului *Plagiodacna* a fost nu Bazinul Pannonic, ci altul (posibil cel Egeean), de unde acesta a putut migra în domeniul pannonic, după toate probabilităţile prin intermediul bazinelor Euxinic şi Dacic.

PLAGIODACNA MULTICOSTATA NOV. SP. В ВЕРХНЕДАКИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ МЕЖДУ ДОЛИНОЙ БУДУРЯСКА И ДОЛИНОЙ СКЕИ (УЕЗД ПРАХОВА)

КРАТКОЕ СОДЕРЖАНИЕ

В данной статье описывается *Plagiodacna multicostata* nov. sp., обнаруженная в верхнедакийских отложениях (Парсковский подъярус) восточной Мунтении. На долине Будуряска новый вид был найден в ассоциации с *Prosodacna (Psilodon) haueri haueri* Cobălcescu, *P. (Prosodacna) rumana* (Fontannes), *Horiodacna rumana* Sabba, *Pyrgula bicincta* Lörenthey и т. д. В другом разрезе (холм Буда, долина Скей) этот вид появляется вместе с *Prosodacna (Prosodacna) rumana* (Fontannes), *Limnodacna rumana* Papaianopol et I. Motaş, *Dreissena rostriformis* (Deshayes).

Описание. Раковина средней величины, выпуклая, неравносторонняя, овально-трапецеидальная, килеватая, сравнительно тонкостенная. Макушки небольшие и мало выступающие над замочным краем, заметно смещенные вперед. Замочный край маловыпуклый или почти прямой. Передний край короткий и сильно выпуклый с округлым переходом, сливающийся с длинным нижним краем. Задний край скошенный, прямой или слабо выпуклый.

Киль, слабо острый на макушке, по мере приближения к нижнему краю притупляется и превращается в ребро, которое отделяет широкое и выпуклое переднее поле от более узкого, плоского заднего поля.

PLANŞA I

Fig. 1. — *Plagiodacna multicostata* nov. sp., holotip, valva dreaptă (×1.5); *1a*, vedere externă; *1b* — vedere internă; *1c*, vedere a cîmpului posterior; dealul Belciu Mare, dacian superior (parscovian).

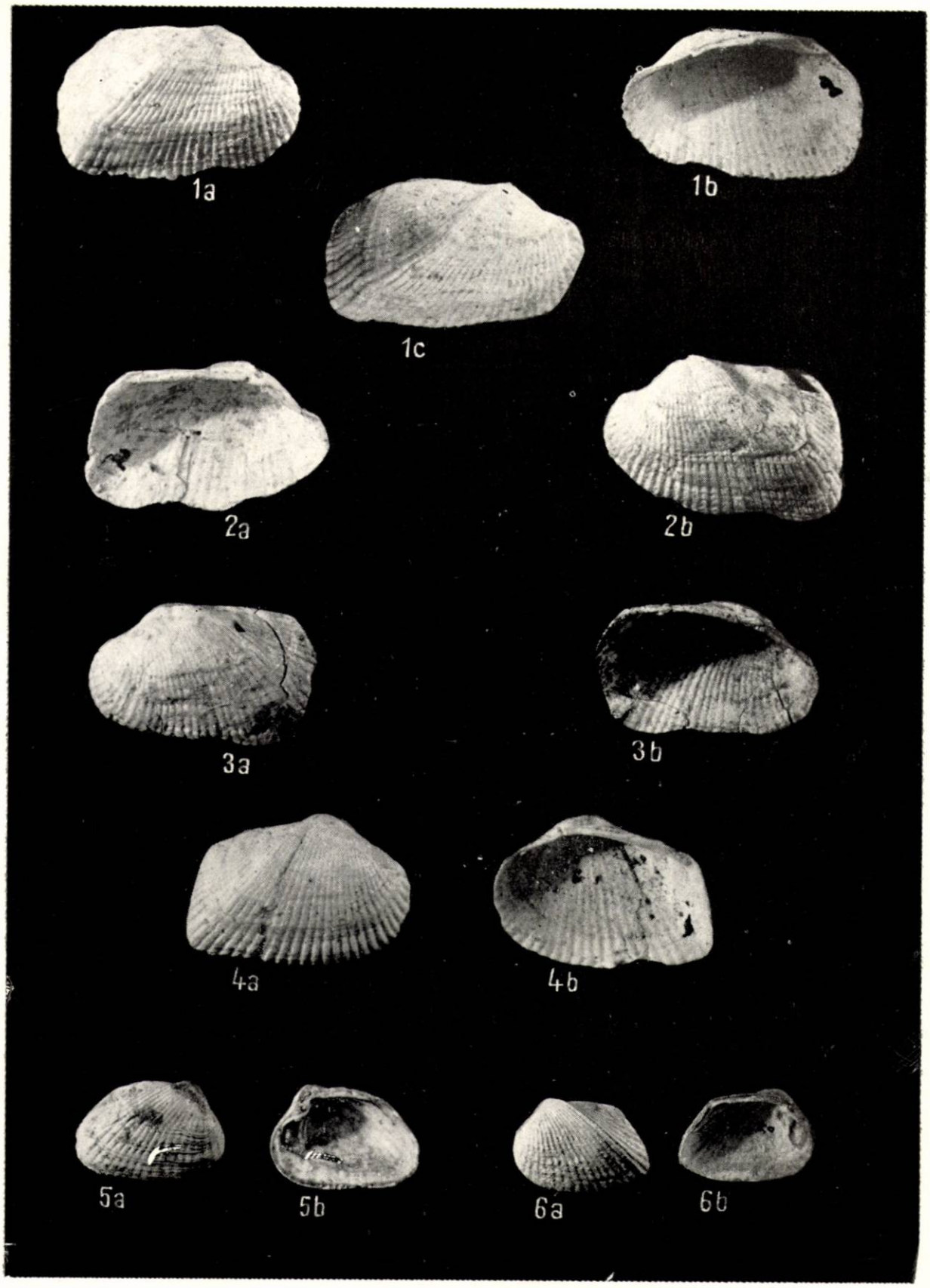
Fig. 2. — *Plagiodanca multicostata* nov. sp., holotip, valva stîngă (× 1,5); *2a*, vedere internă; *2b*, vedere externă; dealul Belciu Mare, dacian superior (parscovian).

Fig. 3. — *Plagiodacna multicostata* nov. sp., paratip, valva stîngă (× 1,5); *3a*, vedere externă, *3b*, vedere internă; dealul Budei, dacian superior (parscovian).

Fig. 4. — *Plagiodacna multicostata* nov. sp., valva dreaptă (× 1,5); dealul Belciu Mare, dacian superior (parscovian).

Fig. 5. — *Plagiodacna carinata* (Deshayes), topotip, valva dreaptă (×0,8), colecţia A.G. Eberzin, Kamîşburun (oriz. I—III), ponţian superior (bosphorian).

Fig. 6. — *Plagiodacna carinata* (Deshayes), topotip, valva stîngă (×0,8), colecţia A.G. Eberzin, Kamîşburun (oriz. I—III), ponţian superior (bosphorian).


1a
1b
1c
2a
2b
3a
3b
4a
4b
5a
5b
6a
6b

Наружная поверхность покрыта многочисленными плоскими ребрами. На переднем поле насчитывается 26—30 ребер. Передние ребра (6—8) маловыпуклые и разделены узкими, линейными межреберными промежутками. Остальные ребра переднего поля сохраняют уплощенность, вплоть до нижнего края; они разделены плоскими и узкими (около 1/2 ширины смежных ребер) промежутками.

На заднем поле наблюдаются хорошо выраженные ребра (от 10 до 13).

Замок состоит в правой створке из одного (заднего) маленького кардинального зуба и из лежащей перед ним маленькой ямки, имеющей функцию принятия кардинального зуба левой створки.

Луночка маленькая, короткая. Щиток узкий и длинный.

Внутренняя поверхность слабо ребристая. Несколько из внутренних ребер (в средней части раковины) заходят — в верхней части раковины — за линию, соединяющую центры мускульных отпечатков.

Мускульные отпечатки поверхностные.

Мантийная линия цельная, но не всегда одинаково отчетливо выраженная.

В заключительной части статьи подчеркивается, что в Дакийском бассейне, *Plagiodacna* ex gr. *carinata* (Deshayes) встречена вместе с *Congeria rumana* Sabba в нижнепонтийских отложениях (одесский подъярус).

Одесский подъярус Дакийского Бассейна соответствует нижней части новороссийского подъяруса (по Н. И. Андрусову) Эвксиний, а именно VI и VII горизонтам Н. И. Андрусова в камышбурунском разрезе.

Слои с *Congeria rhomboidea* M. Hörnes, которые могут быть параллелизованы со слоями с *Congeria subrhomboidea* Andrusov (V горизонт Н. И. Андрусова в камышбурунском разрезе) образуют в Дакийском бассейне средний подъярус понтийского яруса (портаферрский подъярус).

В Паннонском бассейне *Plagiodacna auingeri* (Fuchs) встречена очень часто в портаферрских отложениях (Rădmănesti, Oreśac, Tihany).

Исходя из этого, утверждается, что область, в которой возникли и откуда распространились плагиодакны, была не паннонская, а, по-видимому, другая область (возможно Эгея), откуда они могли иммигрировать в Паннонский бассейн (вероятно, через Эвксинский и Дакийский бассейны).

BIBLIOGRAFIE

Ahvlediani E.G. (1966), *K izuceniiu roda Plagiodacna Andrusow*, Soob. Akad. Nauk Gruzinskoi S.S.R., **XLII**, *2*, Tbilisi.

Andrusov N.I. (1903), *Solonovatovodnîe kardiidî*, Ciast I, Izbranîe trudî, **III**, 1964, Moscova.

Eberzin A.G. (1951), *Solonovatovodnîe kardiidî plioţena S.S.S.R.*, Ciast II, Tr. Paleont. Inst., **XXXI**, Moscova—Leningrad.

— (1959), *Solonovatovodnîe kardiidî plioţena S.S.S.R.*, Ciast III (*Prosodacna, Prionopleura, Pachydacna*), Tr. Paleont. Inst., **LXXIV**, Moscova.

— (1962), *Solonovatovodnîe kardiidî plioţena S.S.SR.*, Ciast IV (*rod Didacna Eichwald*), Tr. Paleont. Inst., **XCI**, Moscova.

— (1965), *Sistema i filoghenia solonovatovodnîh kardiid. Voprosî teoreticeskoi i prikladnoi malakologhii*, Sb. **2**, Moscova-Leningrad.

— (1967), *Solonovatovodnîe kardiidî plioţena S.S.S.R.*, Ciast V (*Pseudocatillus, Didacnomya, Macradacna*), Tr. Paleont. Inst., **112**, Moscova.

Eberzin A. G., Motaş I. C., Macarovici N., Marinescu Fl. (1966), *Afinităţi panonice şi euxinice*

ale Neogenului superior din Bazinul Dacic, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **11**, *2*.

Gillet Suzette, Geissert F. (1971), *La faune de mollusques du Pontien de Trilophos (SW de Thessaloniki)*, Ann. Géol. des Pays Helléniques, Atena.

Gillet Suzette, Marinescu Fl. (1971), *La faune malacologique pontienne de Rădmănești (Banat roumain)*, Inst. geol., Memorii, **XV**.

Macarovici N., Marinescu Fl., Motaș I. C. (1965), *Asupra Neogenului superior și a Ponțianului s. str. din Bazinul Dacic*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **10**, *2*.

Neumayr N., Paul C. M. (1875), *Congerien und Paludinenschichten Slavoniens und deren Faunen*, Abh. k. k. Geol. Reichs., **VII**, *3*, Viena.

Orășanu T., Marinescu Fl., Potocean Elena, Olteanu R. (1971), *Biostratigrafia depozitelor neogene de pe rama nord-vestică a Munților Poiana Ruscă*, D.d.s., **LVII** (1966—1970), *4*, *Stratigrafie*.

Pană Ioana (1966), *Studiul depozitelor pliocene din regiunea cuprinsă între valea Buzău și valea Bălăneasa*, St. tehn. econ., J, *1*.

Stefanović P. M. (1964), *Contribution à la connaissance de l'étage Pontien de Grèce, avec une remarque spéciale sur le Pontien de la Mer Noire*, Curs. y conf. del Inst. „Lucas Mallada", **IX**, Madrid.

Eberzin A. G. (red.), *Osnovî paleontologhii* (1960). *Moliuski pantirnie, dvustvorciatie, lopatonoghie*, Moscova.

Primit în redacție la 10 februarie 1972

Institutul geologic

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA TORTONIANULUI ȘI SARMAȚIANULUI DIN ZONA MINIȘU DE SUS (BAZINUL ZARAND)

DE

I. HUICĂ, LUCIANA HINCULOV, YVONNE BABUCEA, I. KOKZUR

55(05)

Dintre toate bazinele externe, situate în vestul Munților Apuseni, Bazinul Zarand a rămas pînă nu de mult cel mai puțin studiat. În ultimii ani au început și aici cercetări amănunțite.

Cu ocazia unor prospecțiuni pentru diatomite efectuate în anii 1965[1] și 1966[2] în zona Minișu de Sus au fost obținute o serie de date noi, care întregesc reprezentarea imaginii asupra depozitelor tortoniene și sarmațiene din Bazinul Zarand.

ISTORICUL CERCETĂRILOR

Primele însemnări asupra regiunii au rămas de la geologii L. L o c z y și J. P e t h ö .Astfel, L o c z y (1875) menționează că depozitele în facies de Leitha de la Minișu de Sus și Minișel au fost semnalate deja de P e t e r s pe baza datelor lui A m b r u s, care a determinat din calcare formele : *Cassis saburom*, *Ancilaria glandiformis*, *Arca noae*, *Pectunculus polyodonta pulvinatus* (*pilosus*), *Pecten flabeliformis leythanianus*.

În anul 1889, din împrejurimile localității Chișindia, P e t h ö a determinat o serie de specii aparținînd sarmațianului inferior, dintre care cele mai importante sînt : *Trochus pictus*, *Cardium obsoletum*, *Ervilia podolica*, *Mactra podolica*, *Modiolus volhynicus*, *Tapes gregarius*.

---

[1] I. H u i c ă și V. B r a n a (1965), *Raport geologic de prospecțiuni pentru diatomite în regiunea Minișu de Sus* (*Bazinul Zarand*), arh. M.M.P.G.

[2] I. H u i c ă, I. K o k z u r și Al. L ă c ă t u ș u (1966), *Raport geologic de prospecțiuni pentru diatomite și argile refractare în regiunea Minișu de Sus — Bochia* (*Bazinul Zarand*) arh. M.M.P.G.

În anul 1915, E. Wadasz adaugă la formele cunoscute de la *Loczy* încă cinci specii de echinoide : *Prionechinus felmènesensis*, *Scutella vindobonensis*, *Clypeaster acuminatus*, *C. felmènesensis*.

Pe lîngă preţioasele date economice asupra diatomitului din zona Comna — Miniş — Minişel, Ghiţulescu (1940) ajunge la concluzia că cel puţin o parte din depozitele piroclastice situate peste calcarele de Leitha, atribuite de cercetătorii anteriori tortonianului, aparţin în realitate sarmaţianului, bazat pe existenţa, în valea Ociţa — Minişel, a formelor determinate de E. Jekelius şi de M. Paucă : *Cardium* af. *vindobonense*, *C.* cf. *suessi*, *Trochus* sp. şi *Rissoa inflata*, situate sub masa aglomeratelor andezitice.

Într-o lucrare cu caracter monografic asupra neogenului din bazinele externe ale Munţilor Apuseni, M. Paucă (1954) descrie şi depozitele tortoniene şi sarmaţiene ale Bazinului Zarand.

În anul 1963, E. Nicorici, cercetînd fauna tortoniană de la Miniş, îmbogăţeşte inventarul paleontologic cu 30 de specii, din care 16 de foraminifere, aducînd, şi o serie de precizări asupra depozitelor de trecere de la tortonian la sarmaţian.

Em. Antonescu (1964) menţionează, pe baze paleontologice, prezenţa tortonianului superior — reprezentat prin roci piroclastice şi prin roci detritice — în dealul Gălăleu, la nord de localitatea Arghiş, de pe dreapta Crişului Alb.

TORTONIANUL SUPERIOR

Tortonianul superior este reprezentat prin următoarele orizonturi : orizontul inferior de nisipuri şi pietrişuri cu stratificaţie încrucişată şi orizontul superior cineritic, calcaros, organogen (orizontul calcarelor de tip Leitha).

a) ORIZONTUL INFERIOR

Cele mai vechi depozite neogene care apar în cuprinsul zonei cercetate au fost întîlnite pe Pîrîul lui Mihail, afluent stîng al văii Miniş, în mijlocul localităţii Minişu de Sus. Discordant peste şisturile cristaline care alcătuiesc dealul Muguliţa se găsesc nisipuri, pietrişuri şi bolovănişuri, formate din elemente de cuarţite şi şisturi cristaline, cu diametrul pînă la 0,50 m, avînd o culoare cenuşiu-gălbui-roşcată şi prezentînd o evidentă stratificaţie încrucişată. În masa acestor depozite se dezvoltă din loc în loc lentile de argile vineţii cu dimensiuni de ordinul metrilor. În partea mediană a nisipurilor şi pietrişurilor se intercalează o gresie albicioasă, gălbuie, cuarţitică, fină, groasă de aproximativ 10 m, care pezintă rare intercalaţii lenticulare de pietrişuri.

Depozitele orizontului inferior al tortonianului se urmăresc aproape continuu pe partea stîngă a văii Minişului, pe o distanţă de aproximativ 500 m, formînd abrupturi înalte de 15—20 m. Grosimea depozitelor orizontului inferior este de aproximativ 60 m. Aceleaşi depozite se găsesc şi

în localitatea Minişel, pe dreapta văii cu acelaşi nume, în baza calcarelor de tip Leitha. Nisipurile şi pietrişurile de aici au o grosime de 30 m şi prezintă în masa lor concreţiuni grezoase, sferice, cu diametrul pînă la 1 m.

b) ORIZONTUL SUPERIOR

Discordant peste orizontul cu nisipuri şi pietrişuri cu stratificaţie încrucişată şi peste şisturile cristaline ale fundamentului se dispun strate de marne nisipoase, tufacee şi calcare grezoase organogene de 0,5—3 m grosime, care alternează cu strate de tufuri albe şi tufite albicioase, de 0,2—4 m grosime. Depozitele orizontului superior s-au păstrat în mai multe petice, din care, unele, sînt delimitate pentru prima dată.

Orizontul superior al tortonianului apare în arealul localităţilor Minişu de Sus şi Minişel, unde au fost semnalat şi de cercetătorii anteriori. De asemenea, acest orizont mai apare pe versantul vestic al vîrfului Mugulița şi pe versantul nordic al vîrfului Cornetul, transgresiv pe fundamentul cristalin, unde prezintă următoarea alcătuire litologică :

— 2,00 m cinerit andezitic, brecios, cenuşiu
— 1,00 m tufit dacitic albicios
— 2,20 m cinerit andezitic, brecios, cenuşiu
— 1,60 m tufit calcaros, albicios, fosilifer
— 2,00 m calcar grezos, gălbui, dur, cu *Pecten*, *Conus*, *Ostrea* etc. (tabelul nr. 1).

Pe clina nordică a vîrfului Cornetul—peste cristalin—se dispun gresii calcaroase, cenuşii, organogene, în strate sub 2 m, alternînd cu tufuri sub 1 m grosime. Tortonianul de aici are aproximativ 25 m grosime şi trece spre partea superioară la tufurile albe şi tufurile cenuşii ale volhinianului.

SARMAŢIANUL

Sarmaţianul este reprezentat prin volhinian şi bessarabian inferior.

a) VOLHINIANUL

În continuitate de sedimentare—vizibilă peste tot unde se dezvoltă orizontul calcarelor de tip Leitha — se dispune o alternanţă groasă de aproximativ 20 m de depozite constituite din strate de 0,5—2 m de marne şi argile, tufuri albe şi tufuri cenuşii-violacee.

Din aceste depozite, pe pîrîul care confluează cu valea Miniş — la biserica din centrul localităţii Minişu de Sus—, N i c o r i c i semnalează prezenţa unor intercalaţii subţiri de marne cu specii stenohaline (*Cardium turonicum*, *Turritella turris*, *Venus* sp. *Corbula* sp.) şi a unor intercalaţii subţiri de marne cu specii eurihaline (*Cardium lithopodolicum*, *Mactra eichwaldi*) şi ajunge la concluzia că aceste depozite reprezintă o serie de tranziţie de la tortonianul superior la sarmaţianul inferior. Pe baza apariţiei formelor de *Cardium lithopodolicum* şi *Mactra eichwaldi* — forme

Tabelul nr. 1

Răspindirea faunei tortoniene

Nr. crt.	Numele speciilor / Răspîndire geografică	Europa de vest	Bazinul Vienei	Bazinul Pannonic	Munții Apuseni Bazine externe	Bazinul Transilvaniei	Bazinul Mehadia	Bazinul Bahna	Oltenia de vest	Subcarpații Munteniei	Bulgaria	Polonia	U.R.S.S.
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1	*Heliastraea reussiana* (Edwards et Haime)	x	x	x		x	x	x			x	x	
2	*Solenomya* (*S.*) *doderleni* Mayer		x										
3	*Glycymeris* (*G.*) *glycymeris pilosus* (Linné)						x						
4	*Amussium cristatum badense* Fontannes	x	x	x			x	x			x	x	
5	*Pecten aduncus* Eichwald		x	x	x	x	x		x		x	x	x
6	*Flabellipecten besseri* (Andrzejowski)		x	x		x	x		x		x	x	x
7	*Flabellipecten leythaianus* (Partsch)	x	x	x	x	x	x						
8	*Flabellipecten solarium* (Lamarck)	x	x	x			x				x	x	
9	*Chlamys elegans* (Andrzejowski)		x	x		x	x	x	x		x	x	x
10	*Chlamys multistriata* (Poli)	x	x	x			x				x	x	
11	*Spondylus* sp.												
12	*Lima* (*Radula*) *lima dispar* Michelotti	x											
13	*Anomia* (*A.*) *ephippium pergibbosa* Sacco		x				x						
14	*Anomia* (*A.*) *ephippium squaluma* Linné	x					x						
15	*Ostrea* (*O.*) *digitalina* Dubois	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
16	*Ostrea* (*O.*) *lamellosa boblayi* Deshayes	x	x				x					x	
17	*Gryphaea* (*Crassostrea*) *gingensis* (Schlotheim)	x	x		x	x	x	x				x	
18	*Gryphaea* (*Crassostrea*) *gryphoides crassissima* (Lam.)	x	x				x	x	x			x	x
19	*Pycnodonta leopolitana* (Niedzwiwdzki)						x		x		x	x	

20	*Cardita* (*Cardiocardita*) *partschi* Goldfuss		x	x	x	x	x		x		x	x	
21	*Cardita* (*Megacardita*) *jouanneti* Basterot		x	x	x	x	x					x	
22	*Saxolucina* (*Megaxinus*) *bellardina* (Mayer)		x										
23	*Laevicardium* (*L.*) *cyprium* (Brocchi)	x	x								x	x	
24	*Cardium* (*Acanthocardia*) *barrandei schafferi* (Kautsky)		x	x		x	x				x		x
25	*Cardium* (*Bucardium*) *hians* Brocchi var?	x											
26	*Cardium* (*Bucardium*) *hians danubianum* Mayer		x	x			x				x	x	
27	*Cardium* cf. (*C.*) *echinatum gibba* Defrance												
28	*Pitaria* (*P.*) *chinoe* Linné	x		x			x		x		x	x	x
29	*Venus* (*Ventricola*) *multilamella* Lamarck	x	x	x	x	x	x		x	x	x	x	
30	*Tellina* (*Peronaea*) *planata* Linné	x	x				x				x	x	x
31	*Solenocurtus antiquatus vindobonensis* Cs.-Mezn.		x	x			x				x		
32	*Panopea menardi* Deshayes	x	x		x	x	x				x	x	x
33	*Corbula* (*C.*) *basteroti* Hoernes	x											
34	*Corbula* (*C.*) *carinata* Dujardin	x			x								
35	*Corbula* (*C.*) *carinata dertolaevis* Sacco	x											
36	*Corbula* (*C.*) *carinata deshayesi* Sismonda	x	x	x		x	x				x	x	x
37	*Corbula* (*Varicorbula*) *gibba* Olivi		x	x		x	x	x	x	x	x	x	x
38	*Thracia* (*Th.*) *ventricosa* Phil.	x											
39	*Diloma* (*Oxistele*) *orientalis* (Cossmann et Peyrot)	x	x	x	x	x	x				x	x	
40	*Clanculus* (*Clanculopsis*) *araonis tuberculatus* (Eichw.)		x			x					x	x	
41	*Terebralia bidentata lignitarum* (Eichwald)	x	x		x		x					x	x
42	*Cerithium* (*Ptychocerithium*) *crenatum crenatum* Brocchi		x	x			x						
43	*Cerithium* (*Ptychocerithium*) *distinctissimum* Eichwald		x								x	x	x
44	*Turritella* (*Archimediella*) *erronea miocaenica* Sacco	x											
45	*Turritella* (*Archimediella*) *erronea dertonatior* Sacco	x				x							
46	*Lunatia catena helicina* (Brocchi)	x	x	x	x	x	x	x	x		x	x	x
47	*Calyptraea* (*C.*) *chinensis* (Linné)	x	x		x	x					x	x	
48	*Aporrhais* (*A.*) *bespelicani alatus* (Eichwald)		x		x						x	x	x
49	*Strombus* (*S.*) *coronatus* Defrance	x	x		x	x	x		x				
50	*Zonarina* (*Z.*) *columbaria* (Lamarck)	x	x			x					x	x	
51	*Semicassis* (*S.*) *subsulcosa* (R. Hoernes et Auinger)	x	x										
52	*Ficus* (*F.*) *conditus* Brongniart	x	x		x	x	x				x	x	
53	*Hinia* (*Uzita*) *hoernesi* (Mayer)					x	x						
54	*Athela* (*A.*) *pyrgulaeformis* (R. Hoernes et Auinger)					x					x		
55	*Lyria* (*L.*) *taurinia* (Bonnelli)		x			x					x	x	
56	*Conus* (*Chelyconus*) *fuscocingulatus* Bronn		x	x	x	x	x	x	x		x	x	
57	*Conus* (*Lithoconus*) *mercati miocaenicus* Sacco		x		x	x							
58	*Scutella vindobonensis* Laube			x	x	x	x						
59	*Clypeaster altus* (Klein)			x			x						
60	*Schizaster eurynotus* Aggasiz	x											
61	*Schizaster lovisatoi* Cotteau	x											

caracteristice sarmaţianului inferior — atribuim depozitele respective orizontului buglovian, pe care îl plasăm în baza volhinianului.

Depozite atribuite buglovianului se mai găsesc pe valea Miniş, în extremitatea estică a apariţiei calcarelor de tip Leitha, pe partea stîngă a pîrîului Neamţului (în faţa carierei de diatomit din dealul Drinovăţ), pe valea Ociţa, peste calcarele organogene ale tortonianului superior, şi pe pîrîul care izvorăşte din vîrful Cornetul şi se varsă în valea Miniş la capătul estic al localităţii Minişu de Sus.

În continuitate de sedimentare, peste depozitele atribuite buglovianului, se dispune un complex *cineritic-diatomitic*, format dintr-o alternanţă de strate de diatomite (0,01—8 m grosime), strate de tufuri albe şi tufuri cenuşii (în grosimi pînă la 3 m) şi strate de microbrecii vulcanice, cenuşii.

Pentu a reda caracterul tipului de sedimentare al depozitelor volhiniene, prezentăm descrierea succesiunii de pe partea dreaptă a văii Miniş. Peste 12 m tufuri albe şi tufite atribuite buglovianului, se dispune în următoarea succesiune : 1,00 m tuf cenuşiu ; 0,50 m tufit cenuşiu brecios ; 0,30 m tufit diatomitic albicios, gălbui, cu *Cardium gatuevi* Kol., *Cardium lithopodolicum lithopodolicum* Dub., *Cardium lithopodolicum sarmaticum* Kol., *Cardium vindobonense vindobonense* (Partsch) Lask., *Ervilia dissita dissita* (Eichw.), *Ervilia dissita podolica* (Eichw.), *Mactra vitaliana eichwaldi* Lask., *Abra reflexa* (Eichw.), *Hydrobia* (*H.*) *frauenfeldi frauenfeldi* (M. Hoern.), *Hydrobia* (*H.*) *frauenfeldi suturata* (Fuchs), *Hydrobia* (*H.*) *stagnalis stagnalis* (Bast.), *Hydrobia* (*H.*) *uiratamensis* Kol., *Mohrensternia inflata inflata* (Andrz.), *Mohrensternia inflata hydrobioides* Hilb., *Mohrensternia banatica* Jek., *Pseudamnicola* (*Straja*) *tholosa* Jek., *Pirenella picta mitralis* (Eichw.), *Pirenella disjuncta disjuncta* (Sow.), *Pirenella fraterculus* (May), *Terebralia lignitarum lignitarum* (Eichw.), *Dorsanum* (*D*) *duplicatum duplicatum* (Sow.), *Acteocina* (*A.*) *lajonkaireana lajonkaireana* (Bast.).

Peste o alternanţă groasă de aproximativ 18 m de tufuri albe-cenuşii şi tufite cenuşiu-gălbui, în strate de 0,10—8 m grosime, cu rare intercalaţii subţiri de microbrecii andezitice, se dispun 30 cm de tufit marnos, gălbui, cu următoarele forme fosile : *Cardium lithopodolicum lithopodolicum* Dub., *Cardium lithopodolicum sarmaticum* Kol., *Cardium* cf. *pium* Zhiz., *Cardium vindobonense vindobonense* (Partsch) Lask., *Ervilia dissita dissita* (Eichw.), *Ervilia dissita podolica* (Eichw.), *Mactra vitaliana eichwaldi* Lask., *Abra reflexa* (Eichw.), *Hydrobia* (*H.*) *frauenfeldi frauenfeldi* (M. Hoern.), *Hydrobia* (*H.*) *uiratamense* Kol., *Mohrensternia inflata inflata* (Andrz.), *Mohrensternia inflata hydrobioides* Hilb. Urmează 2,0 m tuf albicios cenuşiu, care suportă 4,0 m microconglomerat brecios, cenuşiu, peste care se dispun 34,0 m aglomerate andezitice cenuşii.

Pe partea dreaptă a văii Neamţului, la aproximativ 300 m est de cariera Drinovăţ, tufitele gălbui diatomitice, situate sub placa de aglomerate andezitice, conţin următoarele forme fosile : *Cardium vindobonense vindobonense* (Partsch) Lask., *Cardium lithopodolicum lithopodolicum* Dub., *Cardium lithopodolicum sarmaticum* Kol., *Cardium gatuevi* Kol., *Cardium pium* Zhizh., *Mactra vitaliana eichwaldi* Lask., *Ervilia dissita dissita* (Eichw.), *Ervilia dissita podolica* (Eichw.), *Abra reflexa* (Eichw.), *Hydrobia frauenfeldi frauenfeldi* (M. Hoern.), *Hydrobia uiratamensis* Kol., *Mohrensternia inflata inflata* (Andrz.), *Mohrensternia inflata hydrobioides* Hilb.,

Mohrensternia banatica Jek., *Irus* (*Paphirus*) *vitalianus* d'Orb., *Pseudamnicola* (*Straja*) *tolosa* Jek.

Pe valea Ociţa — Minişel, peste calcarele organogene ale tortonianului superior, se găseşte o alternanţă de diatomite, în grosimi pînă la 2 m, şi tufuri albe, dacitice sub 1,50 m grosime. Mai rar se găsesc şi intercalaţii sub 0,50 m de nisipuri roşcate şi tufite diatomitice gălbui. Din tufitele diatomitice gălbui a fost determinată următoarea faună : *Cardium vindobonense vindobonense* (Partsch) Lask., *Cardium lithopodolicum lithopodolicum* Dub., *Cardium lithopodolicum sarmaticum* Kol., *Cardium gatuevi* Kol., *Cardium pium* Zhizh., *Cardium politioanei politioanei* Jek., *Mactra vitaliana eichwaldi* Lask., *Ervilia dissita dissita* (Eichw.), *Ervilia dissita podolica* (Eichw.), *Abra reflexa* (Eichw.), *Hydrobia stagnalis stagnalis* (Bast.), *Hydrobia frauenfeldi frauenfeldi* (M. Hoern.), *Hydrobia uiratamensis* Kol., *Mohrensternia inflata inflata* (Andrz.), *Mohrensternia inflata hydrobioides* Hilb., *Mohrensterina banatica* Jek., *Pseudamnicola* (*Straja*) *tolosa* Jek.

Către interiorul Bazinului Zarand, stratele de diatomite sînt mai groase şi au format obiectul unor explorări în carierele Neamţului (fig. 1), Drinovăţ, Stupii Surdului (fig. 2), Cîmpul Lat, Bîrzăvicioara şi Bîrzaviţa I ; astăzi se exploatează numai în cariera Bîrzăviţa II (fig. 3).

b) BESSARABIANUL INFERIOR

Peste depozitele volhinianului şi peste formaţiuni mai vechi — sau direct pe fundamentul cristalin —se dispun aglomerate andezitice masive, care formează o placă continuă în dealurile Minişelului şi Minişului de Sus. Aceste aglomerate andezitice mai apar în zona Camna, pe văile Cămniţa şi Camna, în partea superioară a afluenţilor văii Mari — Cuied şi pe văile Vălcuţa şi Cleciova în vestul localităţii Chişindia.

Aglomeratele andezitice sînt străbătute de coşuri vulcanice, prin care au erupt lave andezitice. În zona cercetată, andezitele formează vîrfurile Mugulita şi Cornetul, aflorînd şi în cursul mijlociu al văii Camna, unde se exploatează. Descrierea petrografică a piroclastitelor, a aglomeratelor andezitice şi a andezitelor a fost efectuată, pentru întregul bazin al Zarandului, de H. S a v u şi G h. N e a c ş u (1962). Menţionăm faptul că în masa aglomeratelor andezitice se găsesc fragmente colţuroase de şisturi cristaline, cuarţite şi gresii cuarţitice, violacee, rupte din pereţii coşurilor vulcanice în timpul activităţii vulcanilor respectivi. Masa aglomeratelor andezitice prezintă o grosime de aproximativ 50 m. Către interiorul bazinului, grosimea acestora se subţiază simţitor, pînă la dispariţie, şi se menţine importantă numai în apropiere de zonele de falii, care au facilitat activitatea vulcanică. Fiind situate la partea superioară a volhinianului şi suportînd depozitele fosilifere ale bessarabianului, considerăm că aglomeratele andezitice şi cineritele intercalate în masa acestora aparţin bazei bessariabianului.

Transgresiv peste aglomeratele andezitice, cineritele şi andezitele de la izvoarele văii Cuied se dispun : nisipuri gălbui, gresii calcaroase cenuşii şi marne verzui în care se găsesc numeroase mulaje de *Irus* şi *Cardium*.

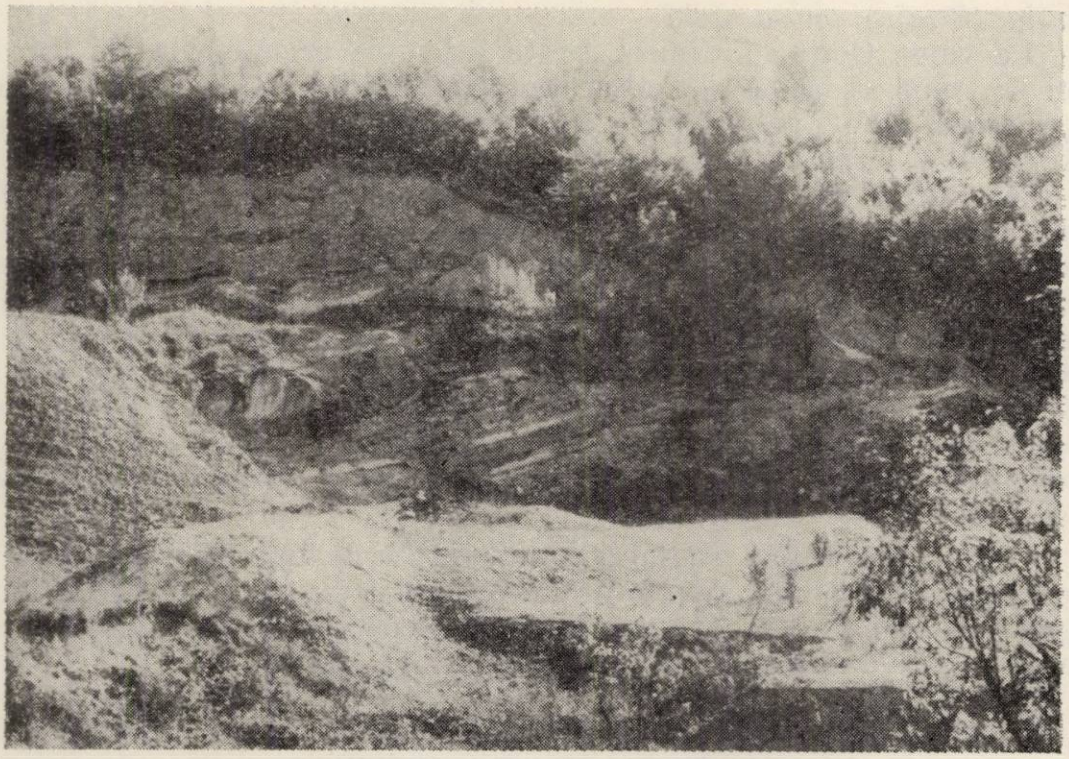


Fig. 1. — Cariera Neamţului.

Fig. 2. — Cariera părăsită Stupii Surdului.

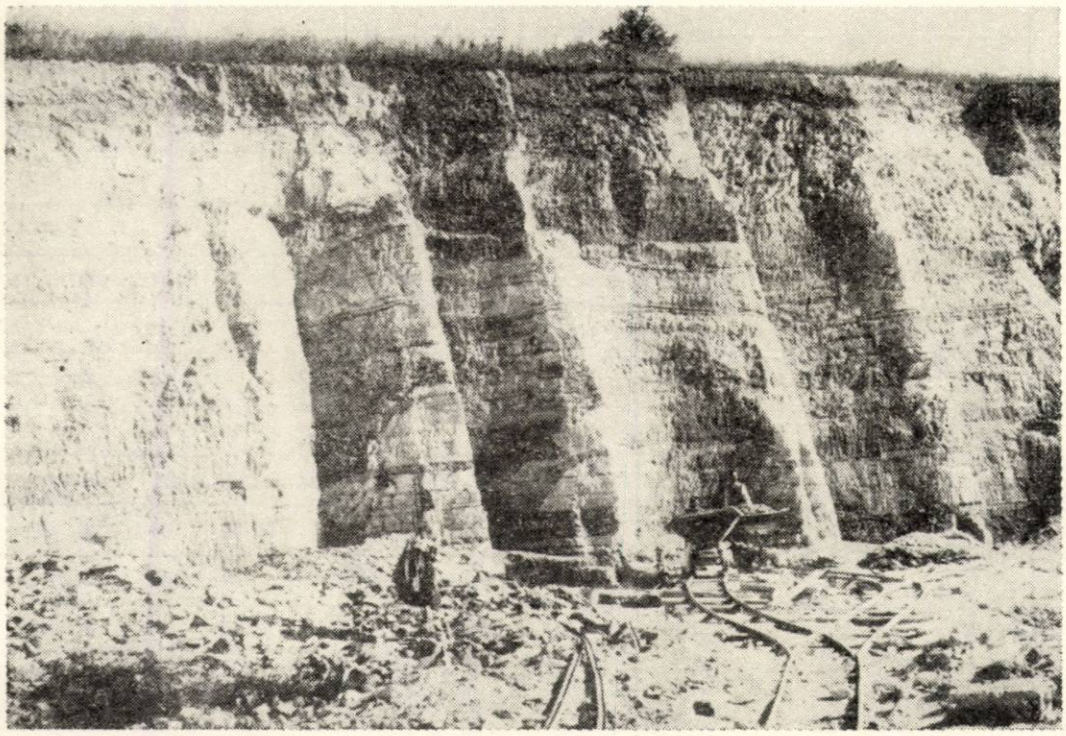


Fig. 3. — Cariera în exploatare Bîrzăvița II.

Pe valea Cleciova, de la vest de localitatea Chișindia, transgresiv peste aglomerate andezitice se dispune următoarea succesiune de depozite : 2,00 m brecie din elemente mărunte de aglomerate andezitice, 0,50 m marnocalcare gălbui, dure, lenticulare ; 3,00 m brecie calcaroasă organogenă cu *Mactra* (*M.*) *vitaliana vitaliana* (d'Orb.), *Mactra* (*M.*), *urupica* Dan., *Theodoxus* (*Vitloclithon*) *pictus pictus* (Fer.), *Pirenella picta picta* (Defr.) ; 20,00 m nisipuri marnoase cu cardiacee, *Irus*, *Mactra*, *Dorsanum* ; 30,00 m calcare albicioase, gălbui, dure, oolitice, în bancuri sub 2 m grosime, cu mactre ; 10,00 m argile tufacee, brecioase, cenușii ; 2,00 m calcare gălbui-roșcate, lumașelice cu : *Modiolus* (*Modiolus*) *incrasatus incrasatus* (d'Orb.), *Cardium latisulcum latisulcum* Müns., *Cardium vindobonense braeviforme* Papp, *Cardium politioanei politioanei* Jek., *Irus* (*Paphirus*) *gregarius dissitus* (Eichw.), *Irus* (*Paphirus*) *vitalianus mediosarmaticus* (Andrus.), *Mactra vitaliana vitaliana* (d'Orb.), *Gibbula* (*Colliculus*) *hoernesi* Jek., *Hydrobia* (*H.*) *frauenfeldi frauenfeldi* (Höern.), *Hydrobia* (*H.*) *frauenfeldi suturata* (Fuchs), *Pseudamnicola* (*Straja*) *tholosa* Jek., *Pirenella picta picta* (Defr.), *Pirenella nodosoplicata nodosoplicata* (Hörn.), *Cerithium* (*Thericium*) *rubiginosum rubiginosum* Eichw., *Acteocina* (*A.*) *lajonkaireana lajonkaireana* (Bast.), *Acteocina* (*A.*) *lajonkaireana okeni* (Eichw.) ; 0,20 m tuf bentonitizat cu : *Modiolus* (*M.*) *incrassatus incrassatus* (d'Orb.), *Musculus* (*M.*) *sarmaticus* (Gat.), *Cardium vindobonense braeviforme* Papp, *Cardium latisulcatum latisulcatum* Münst., *Cardium politioanei politioanei* Jek., *Irus* (*Irus*) *naviculatus* (R. Hörn.) Andrus., *Irus* (*Paphirus*) *gregarius dissitus* (Eichw.), *Irus* (*Paphirus*) *vitalianus mediosarmaticus* Andrus., *Ervilia dissita podolica* (Eichw.), *Calliostoma angutosarmaticus* Sinz., *Calliostoma* (*Asteke*) *poppelaki* (Partsch), *Gibbula* (*Colliculus*) *angulata angulata* (Eichw.), *Gibbula* (*Colliculus*) *angulata spirocarinata* Papp,

Tabelul nr. 2

Răspîndirea faunei sarmaţiene

Nr. crt.	Numele speciilor / Răspîndirea geografică şi stratigrafică	Bazinul Vienei			Bazinul Pannonic										Bazinul Dacic (Oltenia — Muntenia)		Bazinul Pontocaspic					
					Ungaria		România										Moldova			U.R.S.S.		
							Miniş			Transilvania		Banat										
		Str. cu *Rissoa*	Str. cu *Ervilia*	Str. cu *Mactra*																		
		S_1	S_1	S_2	S_1	S_2	B	S_1	S_2	S_1	S_2	S_1	S_2	B	S_1	S_2	S_1	S_2	B	S_1	S_2
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
1	*Modiolus* (*M.*) *incrassatus incrassatus* (d'Orbigny)		x		x				x	x	x				x	x					x
2	*Musculus* (*M.*) *sarmaticus* (Gatuev)		x	x	x				x	x	x	x	x		x	x	x	x	x	x	x
3	*Cardium gatuevi* Kolesnikov							x												x	
4	*Cadium latisulcum latisulcum* Münster		x			x			x	x			x					x	x	x	
5	*Cardium lithopodolicum lithopodolicum* Dubois	x	x					x		x		x			x				x	x	x
6	*Cardium lithopodolicum sarmaticum* Kolesnikov	x						x		x	x						x			x	
7	*Cardium* cf. *pium* Zhizhchenko							x		x					x					x	x
8	*Cardium politioanei politioanei* Jekelius			x				x	x	x		x			x	x					
9	*Cardium vindobonense vindobonense* (Partsch) Laskarev	x	x		x	x	x	x		x		x		x	x		x			x	
10	*Cardium vindobonense braeviforme* Papp			x					x		x										
11	*Irus* (*Irus*) *naviculatus* (R. Hoernes) Andrusov								x	x	x	x	x								x
12	*Irus* (*Paphirus*) *aksajicus* Bogacev							x				x								x	
13	*Irus* (*Paphirus*) *gregarius gregarius* (Partsch)		x		x	x			x	x	x	x	x	x			x				x
14	*Irus* (*Paphirus*) *gregarius dissitus* (Eichwald)		x		x	x			x	x					x						
15	*Irus* (*Paphirus*) *gregarius ponderosus* (d'Orbigny)		x			x			x	x	x	x			x		x				
16	*Irus* (*Paphirus*) *vitalianus* (d'Orbigny)		x		x	x		x	x	x	x							x	x		x	
17	*Irus* (*Paphirus*) *vitalianus mediosarmaticus* Andrussov			x					x													x
18	*Ervilia dissita dissita* (Eichwald)		x		x	x	x	x	x	x		x			x			x	x		x	
19	*Ervilia dissita podolica* (Eichwald)		x		x	x	x	x	x	x		x			x			x		x	x	

| | | |

Gibbula (*Colliculus*) *hoernesi* (Jek)., *Hydrobia* (*H.*), *frauenfeldi frauenfeldi* (Hörn.), *Hydrobia* (*H.*), *frauenfeldi suturata* (Fuchs), *Pseudamnicola* (*Straja*) *tholosa* (Jek)., *Pirenella nodosoplicata nodosoplicata* (Hörn.), *Cerithium* (*Thericium*) *rubiginosum rubiginosum* Eichw., *Acteocina* (*A.*) *lajonkaireana lajonkaireana* (Bast.), *Acteocina* (*A.*) *lajonkaireana okeni* (Eichw.); 1,00 m nisip gălbui cu: *Cardium vindobonense braeviforme* Papp, *Irus* (*Paphirus*) *gregarius gregarius* (Partsch), *Irus* (*Paphirus*) *gregarius dissitus* (Eichw.), *Calliostoma soceni* Jek., *Gibbula* (*Colliculus*) *hoernesi* Jek.; 8,00 m nisip gălbui-cenuşiu cu rare cardiacee; 1,50 m nisip cenuşiu-gălbui şi pietriş mărunt.

Pe partea stîngă a văii Camna, la aproximativ 300 m est de localitatea Camna, se găsesc 4 strate de calcare organogene, sub 2 m grosime, intercalate în nisipuri şi pietrişuri (menţionate şi de M. P a u c ă, 1954).

Speciile fosile citate din depozitele situate peste aglomeratele andezitice ne permit să precizăm că acestea aparţin bessarabianului inferior.

Analiza celor 32 de probe micropaleontologice recoltate din depozitele situate sub placa de aglomerate andezitice indică un microconţinut alcătuit în exclusivitate din foraminifere calcaroase şi foarte rare exemplare de ostracode.

Dintre foraminifere, cea mai bine reprezentată este familia *Nonionidae*, cu numeroase exemplare ale genului *Porosononion şi Nonion*; urmează, în ordinea frecvenţei, familia *Elphidiidae*, reprezentată de genul *Elphidium*, şi *familia Rotaliidae*, cu rare exemplare de *Ammonia*.

Asociaţia microfaunistică este reprezentată prin: *Ammonia beccari* (Lin.), *Elphidium incertum* (Wil.), *Elphidium listeri* (d'Orb.), *Elphidium macellum* (Ficht. et. Moll), *Elphidium poeyanum* (d'Orb.), *Elphidium rugosum* (d'Orb.), *Elphidium subumbilicatum* (Cžiž.), *Nonion pompilioides* (Fichtel et Moll), *Nonion soldanii* (d'Orb.), *Porosononion markobi* (Bogd.), *Porosononion subganosus* (Egger).

Comparînd asociaţia microfaunistică cu asociaţii similare din alte regiuni, considerăm că aceasta corespunde zonei micropaleontologice cu *Porosononion subgranosus* şi indică vîrsta volhinian superior-bessarabian inferior.

Bessarabianul inferior a fost citat în ultimii ani în aproape toate bazinele externe ale Munţilor Apuseni. Astfel: M a r i a C h i v u, V a l e n t i n a D r a g u, G h. E n a c h e, D. I s a c, E u g e n i a M ă r g ă r i t (1966) îl menţionează pe bază de faună în Bazinul Silvaniei; E. N i c o r i c i îl descrie din Bazinul Sălaj (1967); M. P a u c ă (1954) îl semnalează în Bazinul Beiuş.

Transgresiv peste depozitele volhinian-bessarabianului inferior şi peste formaţiunile mai vechi se dispun nisipuri şi pietrişuri gălbui, formate din elemente de cuarţ, gresii cuarţitice, şisturi cristaline, tufuri şi tufite, andezite şi aglomerate andezitice, care au fost atribuite pannonianului s. str. inferior.

CONCLUZII

În urma cercetării depozitelor tortoniene şi sarmaţiene din zona Minişu de Sus se deprind o serie de date noi, printre care menţionăm:

— separarea cartografică a unui orizont inferior al tortonianului superior;

(BAZINUL ZARANDULUI)

0m 500m 1000m

pd. Cuied

dl. Rujii

Camna

dîmbul Colibei

pd. Breminia

câmpul Breminia

câmpul Mare

pusta Câmpul Mare

câmpul Lat

dl. Racului

Piatra Hagea

vf. Ritului

Minișel

dl. Drinovăț

dl. Ciurlitu

Topolovița

Minișu de Sus

vf. Cornetul

vf. Mugulițiî

vf. Chisorii

Trei Movile

Mălăii

Chișoara

Birzăvița

Minișel

Cleceova

Valcuța

Neamțului

Minișului

Topalnița

LEGENDA

- Qh — Qp — CUATERNAR { Holocen / Pleistocen
- N2pn — PANNONIAN S. STR.
- N1bs1 b — BESSARABIAN INFERIOR { Complexul detritic cu intercalații de calcare organogene
- N1bs1 a — { Complexul aglomeratelor andezitice
- N1vh — VOLHYNIAN { Orizontul cineritic - diatomitic
- N1t2 — TORTONIAN { Orizontul calcaros (Leitha)
- N1t1 — { Orizontul de nisipuri și pietrișuri
- t2 — TRIASIC { Mediu
- t1 — { Inferior
- P — PERMIAN
- Gr — Granite
- Crs — Șisturi cristaline
- Carieră părăsită
- Carieră în exploatare
- ..... Limită de transgresiune
- I — I Secțiuni geologice
- T Punct fosilifer
- F Falie
- 3140 Foraje de explorare I.G.E.X.

SV — v. Șigler — dl. Rujii — v. Camna — VE

S — dl. Chișorii — v. Neamțului — v. Minișului — v. Birzăvița — v. Topalnița — N

S — v. Cleceova — v. Valcuța — N

Fig. 4. — Hartă geologică a egiunii Minișu de Sus (Bazinul Zarandului).

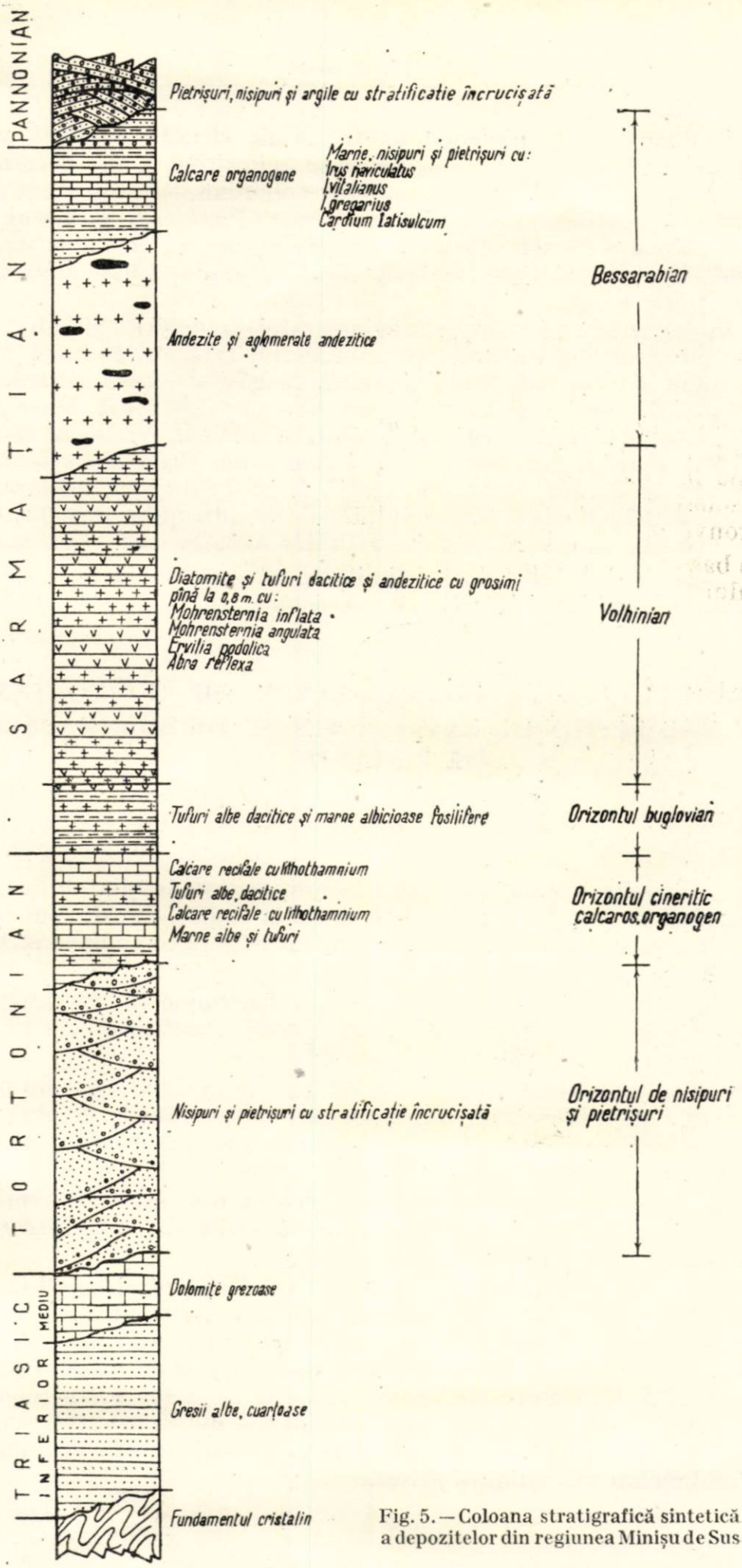


Fig. 5. — Coloana stratigrafică sintetică a depozitelor din regiunea Minișu de Sus

— în depozitele volhiniene din zona Miniş, situate deasupra calcarelor de tip Leitha şi sub placa de aglomerate andezitice, a fost determinată o asociaţie de faună întîlnită numai în volhinian, şi anume : *Cardium gatuevi*, *C. lithopodolicum lithopodolicum*, *Irus* (*Paphirus*) *aksajicus*, *Mactra* (*M.*) *vitaliana eichwaldi*, *Abra reflexa*, *Hydrobia* (*H.*) *stagnalis stagnalis*, *Mohrensternia* (*M.*) *inflata inflata*, *Mohrensternia* (*M.*) *hydrobioides*, *Pirenella fraterculus* ;

— în depozitele situate peste aglomeratele andezitice şi sub argilele, nisipurile, pietrişurile şi calcarele pannonianului inferior, pe lîngă formele fosile comune cu cele ale volhinianului, se găsesc cîteva caracteristice bessarabianului inferior şi anume : *Cardium vindobonense braeviformis*, *Irus* (*Paphirus*) *vitalianus mediosarmaticus*, *Mactra* (*M.*) *vitaliana vitaliana*, *Mactra* (*M.*) *urupica Calliostoma angulatosarmato*, *Calliostoma soceni*.

Pînă în anul 1967, după cum arată E. N i c o r i c i, bessarabianul nu era cunoscut în Bazinul Zarandului. Citäm „Jusqu'á présent, on n'y a pas trouvé une faune qui ait des affinités avec la sarmatien moyen".

Pe baza acestor date a fost delimitat pentru prima dată şi în Bazinul Zarandului bessarabianul inferior (fig. 4 şi 5).

CONTRIBUTION À LA CONNAISSANCE DU TORTONIEN ET DU SARMATIEN DE LA ZONE MINIŞU DE SUS (BASSIN DE ZARAND)

RÉSUMÉ

Les recherches géologiques pour la prospection des diatomites, effectuées pendant les années 1965—1966 dans la région de Minişu de Sus, ont conduit à une serie de conclusions sur les dépôts tortoniens et sarmatiens du Bassin de Zarand.

Les dépôts de l'horizon inférieur du Tortonien comprennent des sables et des graviers à stratification entrecroisée, torrentielle, qui atteignent une puissance de 60 m.

L'horizon supérieur du Tortonien est représenté par des marnes sablonneuses, stratifiées, tuffitiques et par des calcaires gréseux organogènes de 0,5—3 m d'épaisseur, qui alternent avec des tufs blancs et des tuffites blanchâtres de 0,2—4 m d'épaisseur.

Entre les sommets Mugulita et Cornetul ont été découverts des calcaires organogènes et des tufs gris, andésitiques, à disposition transgressive sur soubassement cristallin.

Le Sarmatien est représenté par ses subdivisions, le Volhynien et le Bessarabien inférieur. Le Volhynien apparaît en continuité de sédimentation avec le Tortonien, étant représenté à la base par 10—20 m de marnes, argiles et tufs blancs et gris violacés, qui ont été attribués au Bouglovien. En continuité de sédimentation, se dispose un complexe cinéritique-diatomitique, formé d'une alternance de diatomites avec une puissance de 0,01—8 m, de tufs blancs et gris (puissances jousqu'à 3 m) et de microbrèches volcaniques grises.

PLANȘA I

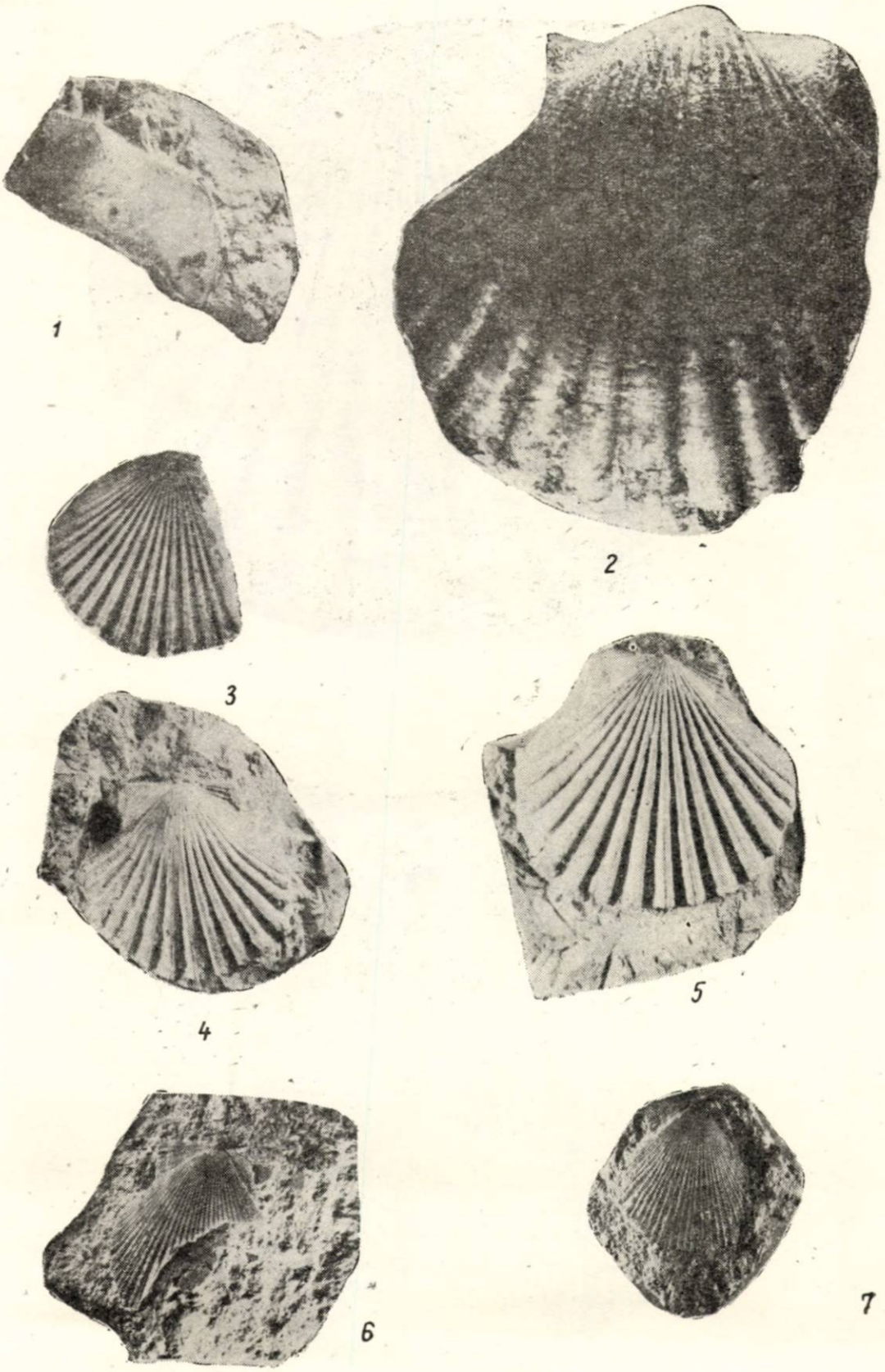
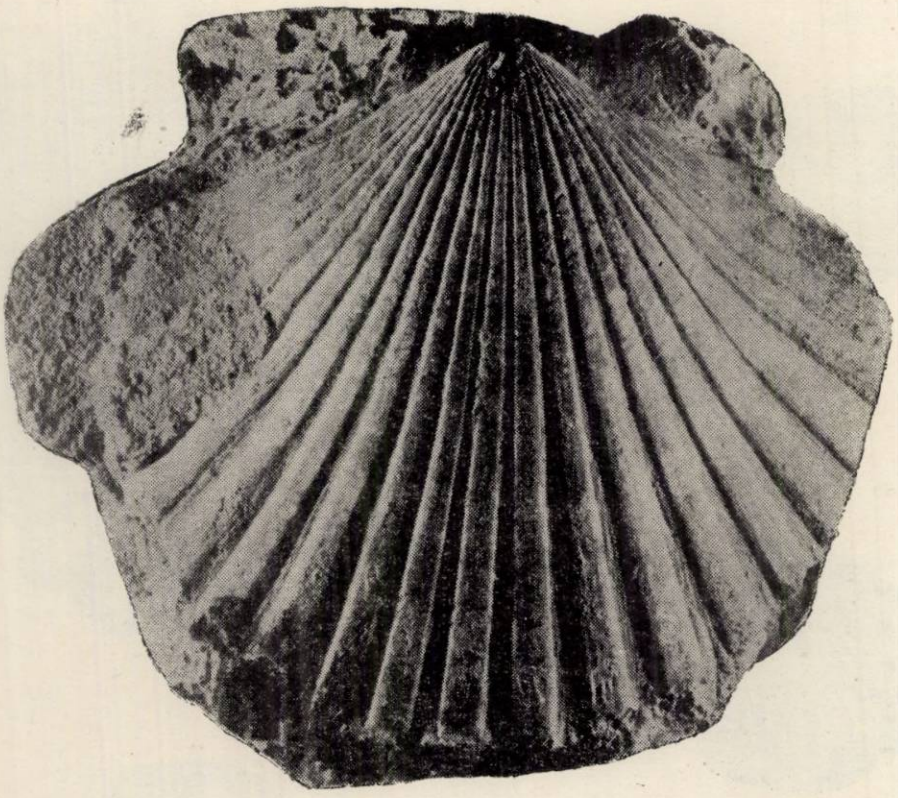


Fig. 1. — *Amussium cristatum badense* Fontannes. Tortonian.
Fig. 2. — *Pecten aduncus* Eichwald. Tortonian.
Fig. 3. — *Flabellipecten solarium* (Lamarck). Tortonian.
Fig. 4—5. — *Chlamys elegans* (Andrzejowski). Tortonian.
Fig. 6—7. — *Chlamys multistriata* (Poli). Tortonian.

PLANȘA II



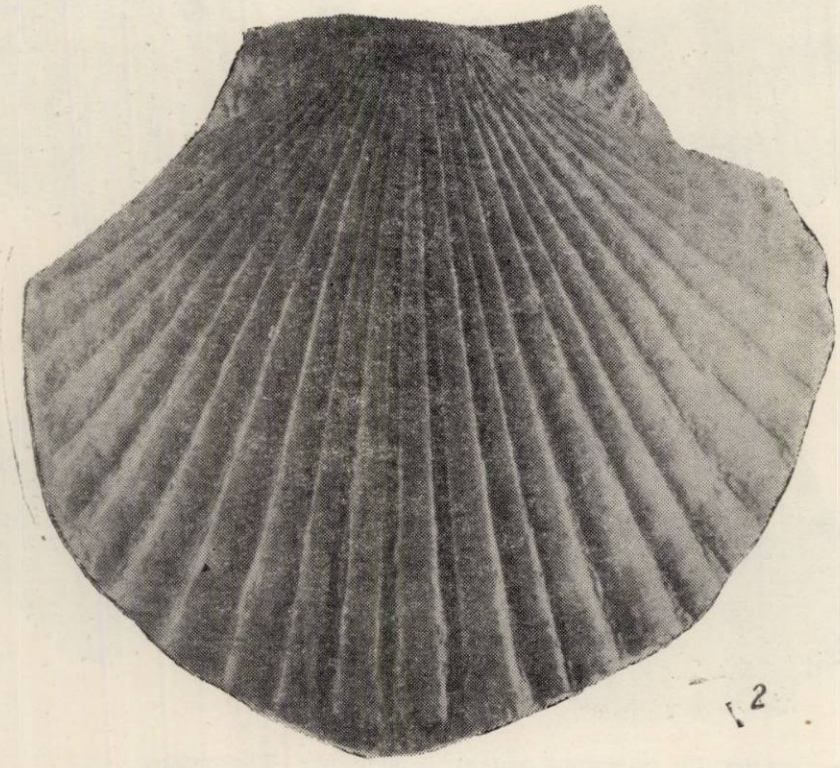
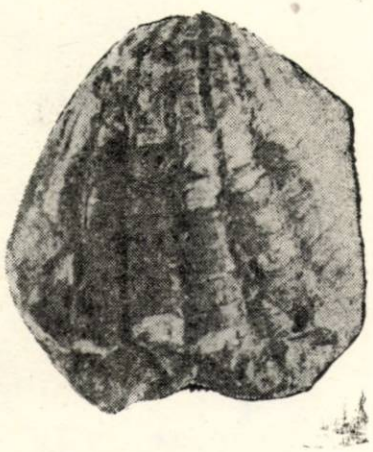
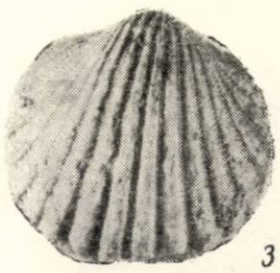


Fig. 1. — *Flabellipecten besseri* (Andrzejowski). Tortonian ; × 0,75.
Fig. 2. — *Flabellipecten leythajanus* (Partsch). Tortonian.

PLANȘA III





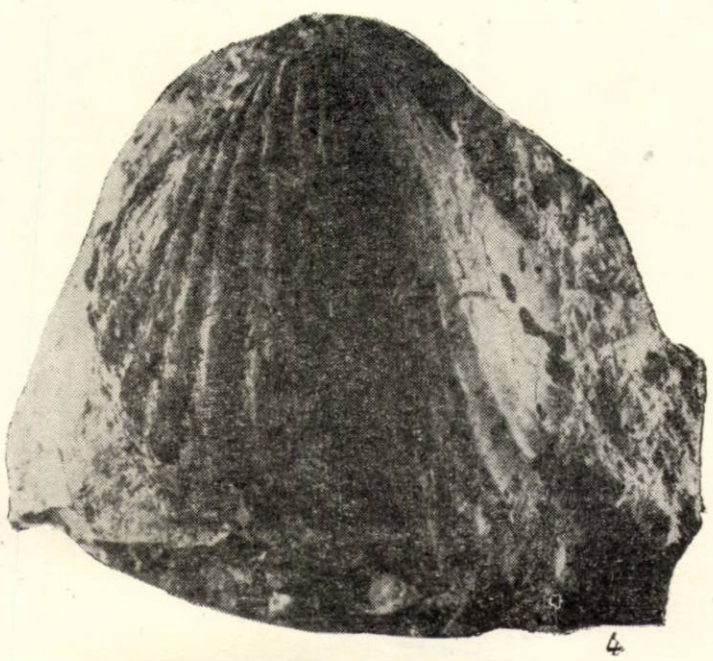


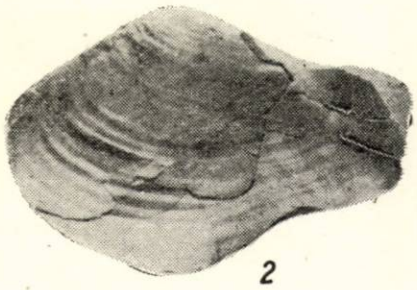
Fig. 1. — *Pycnodonta leopolitana* (Niedzwiedzki). Tortonian.
Fig. 2. — *Cardita* (*Megacardita*) *jouanneti* Basterot. Tortonian
Fig. 3. — *Cardium* (*Acanthocardia*) *barrandei schafferi* (Kautsky). Tortonian.
Fig. 4. — *Cardium* sp. cf. *C. echinatum gibba* Defrance. Tortonian.

Fig. 1. — *Cardium* (*Bucardium*) *hians danubianum* Mayer. Tortonian; × 0,75.
Fig. 2. — *Venus* (*Ventricola*) *multilamella* Lamarck. Tortonian.
Fig. 3. — *Soleno curtus antiquatus vindobonensis* Meznerics. Tortonian.

PLANȘA V

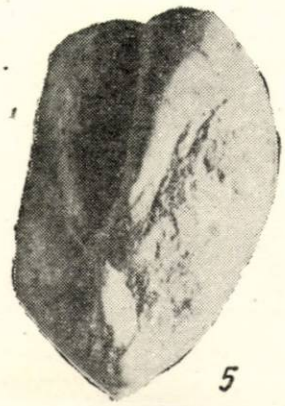
1

3



2

4



5

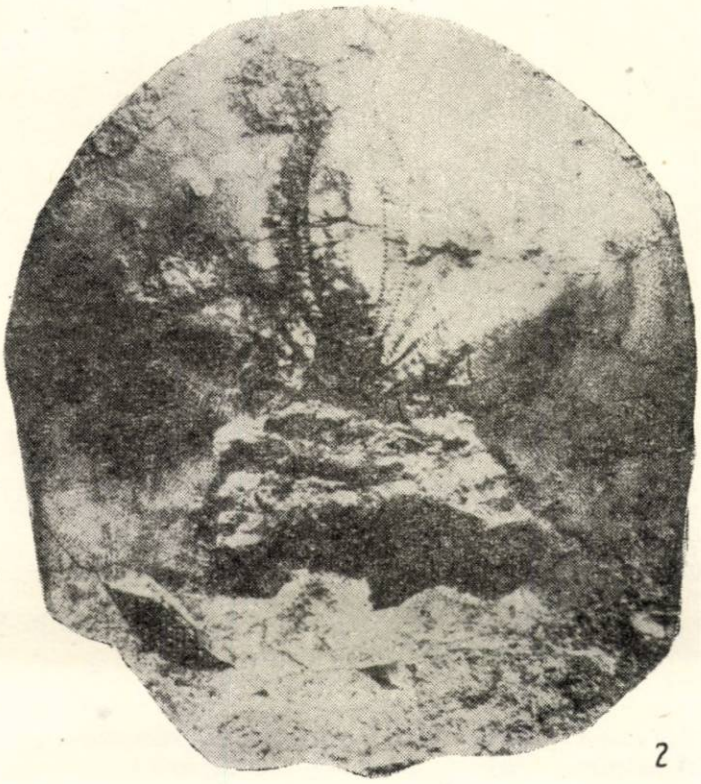
Fig. 1. — *Panopea menardi Deshayes.* Tortonian ; × 0,75.
Fig. 2. — *Thracia* (*Th.*) *ventricosa* Phil. Tortonian.
Fig. 3. — *Aporrhais* (*A.*) *pespelicani alatus* (Eichwald) Tortonian.
Fig. 4. — *Lunatia catena helicina* (Brocchi) Tortonian.
Fig. 5. — *Schisaster eurynotus* Aggasiz. Tortonian.

PLANŞA VI

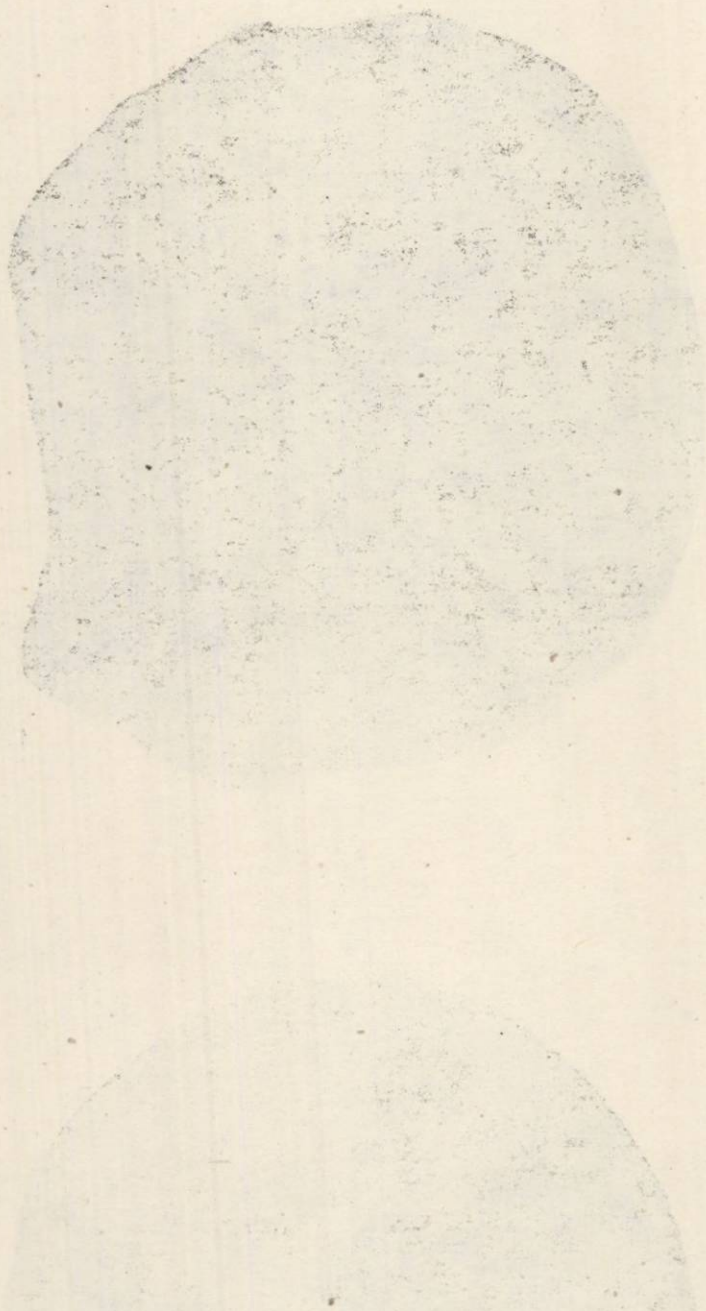
Fig. 1. — *Scutella vindobonensis* Laube. Tortonian.
Fig. 2. — *Clypeaster altus* (Klein). Tortonian.

PLANȘA VI

1

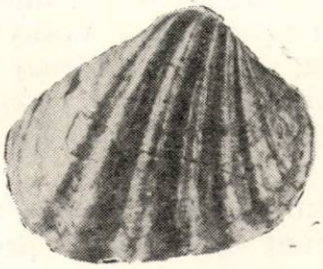


2



PLANŞA VII

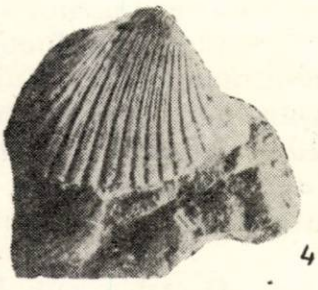
Fig. 1—2. — *Cardium latisulcum latisulcum* Münster. Sarmaţian.
Fig. 3. — *Cardium poliţioanei poliţioanei* Jekelius. Sarmaţian.
Fig. 4—5. — *Cardium vindobonense vindobonense* (Partsch) Laskarev. Sarmaţian.
Fig. 6. — *Irus* (*Irus*) *naviculatus* (R. Hoernes) Andrussov. Sarmaţian.
Fig. 7. — *Irus* (*Paphirus*) *gregarius gregarius* (Partsch). Sarmaţian.
Fig. 8—9. — *Irus* (*Paphirus*) *gregarius dissitus* (Eichwald). Sarmaţian.
Fig. 10. — *Irus* (*Paphirus*) *aksajicus* Bogacev. Sarmaţian.
Fig. 11. — *Irus* (*Paphirus*) *vitalianus mediosarmaticus* Andrussov. Sarmaţian.
Fig. 12. — *Ervilia dissita dissita* (Eichwald). Sarmaţian.
Fig. 13. — *Ervilia dissita podolica* (Eichwald). Sarmaţian.
Fig. 14. — *Calliostoma angulatosarmates* Sinzow. Sarmaţian.
Fig. 15. — *Gibbula* (*Colliculus*) *angulata spirocarinata* Papp. Sarmaţian.
Fig. 16. — *Gibbula* (*Colliculus*) *hoernesi* (Jekelius). Sarmaţian.



1

2

3



4

5

6

7

8

9

10

11

12

13

14

15

16

Dans les dépôts volhyniens de la région de Miniş, situés au-dessous des calcaires de type Leitha et sous la plaque des agglomérats andésitiques, ont été déterminés les fossiles suivants, caractéristiques au Volhynien : *Cardium gatuevi*, *C. lithopodolicum lithopodolicum*, *Irus* (*Paphirus*) *aksajicus*, *Mactra* (*M.*) *vitaliana eichwaldi*, *Abra reflexa*, *Hydrobia* (*H.*) *stagnalis stagnalis*, *Mohrensternia* (*M.*) *inflata inflata*, *M* (*M.*) *hydrobioides*, *Pirenella fraterculus*.

On vient d'attribuer au Bessarabien inférieur les agglomérats andésitiques massifs, de 50 m d'épaisseur, qui forment une plaque presque continue dans les sommets Minişelul et Minişu de Sus, sur les vallées Camna et Cămniţa, sur les affluents de la vallée Mari-Cuied et sur les vallées Vălcuţa et Cleciova, qui se trouvent à l'ouest de Chişindia.

Transgressifs sur les agglomérats andésitiques se trouvent des sables jaunâtres, des grès calcaires gris et des marnes vertes qui, selon leur faune caractéristique, ont été rapportées au Bessarabien inférieur. Dans ces dépôts, auprès des formes fossiles communes au Volhynien, il y a quelques espèces caractéristiques pour le Bessarabien, telles que : *Cardium braeviforme*, *Irus* (*Paphirus*) *vitalianus mediosarmaticus Mactra* (*M.*) *vitaliana vitaliana*, *M*(*M.*) *urupica*, *Calliostoma angulatosarmaticus*, *C. soceni*, etc. Cette faune a permis de réaliser la séparation cartographique du Bessarabien inférieur au Bassin du Zarand.

L'étude microfaunistique effectuée sur les dépôts sarmatiens de la région Minuşu de Sus a mis en évidence la présence continue et en explosion de l'espèce *Porosononion subgranosum*, associée à de nombreux exemplaires des genres *Nonion* et *Elphidium*.

BIBLIOGRAFIE

Antonescu Em. (1964), *Asupra prezenţei tortonianului la nord de satul Archiş* (*Bazinul Zarandului*), D.S. Inst. geol. **XLIX** (1961–1962).

Chivu Maria, Dragu Valentina, Enache Gh., Isac D., Mărgărit Eugenia (1966), *Contribuţii la stratigrafia neogenului din bazinul Silvaniei*, D.S., **LII** Inst. geol., (1964–1965).

Ghiţulescu P. T. (1940), *Les gisements de diatomite dans la région de Cavna — Miniş — Minişel*, C. R. des seances, **XXIII**.

Loczy L. (1875), *Géeologiai és paléontologiai tanulmanyok Ardmagyéból.*, Föld. Közl., **V**, Buda, pesta.

Nicorici E. (1963), *Date noi asupra tortonianului de la Miniş* (*Bazinul Zarandului*), St. Univ. „Babeş-Bolyai", Cluj, *2*.

Nicorici E. (1967), *La question du sarmatien moyen dans les golfes néogènes accidentaux des Monts Apuseni*, St. Univ. „Babeş-Bolyai", Seria geol.-geogr., Cluj, *2*.

Paucă M. (1954), *Neogenul din bazinele externe ale Munţilor Apuseni*, An. Com. geol., **XXVII**.

Pethö J. (1889), *Geologische Studien in den nördlichen Ausläufern des Hegyes-Drocsa-Gebirges, an den linken Ufer der Weissen-Körös*, Jahr. der Kgl. ung. Geol. An., Budapesta.

Savu H., Neacşu Gh. (1962), *Vulcanismul neogen din bazinul Zarandului*, D. S. **XLVII** Inst. geol. (1959–1960).

Wadasz E. (1915), *Die mediterranen Echinodermen Ungarns.*, Geologica Hungarica, **I**, Budapesta.

Primit în redacţie la 21 ianuarie 1971

Întreprinderea geologică de prospecţiuni

FORME DE *TURRITELLA* ÎN STRATELE CU *LABYRINTHUM* ŞI CU *SUBTRIGONA* DIN BAZINUL TRANSILVANIEI (REGIUNEA CLUJ)

DE

VICTOR MOISESCU

55(05)

În stampianul Bazinului Transilvaniei (regiunea Cluj), formele de *Turritella* apar frecvent în stratele cu *labyrinthum*; mai rar se întîlnesc şi în stratele cu *subtrigona*, supraiacente [1]. În stratele cu *labyrinthum* [2] ele formează un nivel litologic distinct, denumit de noi anterior „nivelul grezo-calcaros cu *Turritella* şi resturi de *Calianassa*" [3]. Acest nivel are o frumoasă dezvoltare în jurul localităţii Şardu (nord-vest de Cluj), precum şi pe valea Berecoaia de la Mera.

Formele de *Turritella* studiate sînt deosebit de variabile din punct de vedere al numărului şi modului de dispunere a elementelor de ornamentaţie pe tururile de spiră; de aceea, studiul lor şi separarea taxonomică este extrem de dificilă.

Variabilitatea individuală şi morfică ce le caracterizează nu implică şi o variabilitate specifică sau subspecifică, ele aparţinînd unui mic număr de specii.

---

[1] Stratele cu *labyrinthum* sînt constituite din stratele de Hoia sensu Koch, din echivalenţii stratigrafici ai acestora ce se întîlnesc în cuprinsul regiunii Cluj — Huedin — Românaşi, precum şi din depozitele ce apar în faciesuri similare celor de tip Curtuiuş din zona Jibou — Ileanda.

Stratele cu *subtrigona* cuprind în general depozitele de peste stratele cu *labyrinthum* în care echinidul *Scutella subtrigona* constituie elementul caracteristic.

[2] Este vorba de gasteropodul *Tympanotonos labyrinthum*, formă de asemenea destul de frecventă şi caracteristică.

[3] *Victor Moisescu* (1971), *Studiul moluştelor (fam. Naticidae şi Turritellidae) din oligocenul bazinului Transilvaniei. I. Sectorul Huedin — Cluj. Raport*, arh. Inst. geol.

Superfamilia *CERITHIACEA* Fleming, 1822

Familia **TURRITELLIDAE** Woodward, 1851

Subfamilia **TURRITELLINAE** Woodward, 1851

Genul Turritella Lamarck, 1799

(= *Turritellus* Montfort, 1810; = Proto Defrance in Blainville, 1824)
Specia tip : **Turbo terebra** Linné, 1758 = **Turritella terebra** (Linné, 1758)

Subgenul *TURRITELLA* s.s.

1. **Turritella (Turritella) incisa? subfasciolatina** Sacco, 1895

(pl. I, fig. 1a, 1b)

Turritella incisa? var. *subfasciolatina* Sacc. (Sacco, 1895, **XIX**, p. 5, pl. I, fig. 13);
Turritella (Turritella) incisa? subfasciolatina Sacco, 1895 (Moisescu, cum syn. et descript.[4])

Dimensiuni (mm):

Nr. crt.	d.a.a. [5]	d.u.t. [6]	î.u.t. [7]	î.a. [8]	l.a. [9]	l.sp. [10]	u.a. [11]	R_1 [12]	R_2 [13]
1	—	6,00	4,00	—	—	—	10°	—	—

Formă de talie medie cu o creştere înceată a tururilor de spiră. Anfractele regulat convexe, sînt ornate cu 14 striuri spirale de mărimi aproximativ egale (fig. 1*a*) dintre care unul plasat pe curba de maximă convexitate. Acesta din urmă poate fi considerat ca un striu-carenă.

Observaţii. Specimenul ilustrat de noi (pl. I, fig. 1a, 1b) se aseamănă cu *T. incisa? subfasciolatina* descrisă de Sacco (1895, **XIX**, p. 5, pl. I) în figura 13. Diferă doar în ceea ce priveşte talia, care la ilustraţia autorului menţionat este mai mare. Dacă ne referim şi la numărul de striuri spirale, vom constata că pe specimenul din Bazinul Piemonto-Liguric se observă circa zece striuri. Este adevărat că în zonele presu-

---

[4] Victor Moisescu, *Mollusques et échinides stampiens et égériens de la région de Cluj — Huedin — Românaşi (Nord-Ouest de la Transilvanie)* (sub tipar).
[5] d. a. a. = diametrul apicalo (apexalo) —apertural.
[6] d. u. t. = diametrul ultimului tur de spiră.
[7] î. u. t. = înălţimea ultimului tur de spiră.
[8] î. a. = înălţimea aperturei.
[9] l. a. = lăţimea aperturei.
[10] l. sp. = lungimea spirei.
[11] u. a. = unghiul apical (apexal)
[12] R_1 = raportul d. u. t./d. a. a. x 100 (= i.d.).
[13] R_2 = raportul î.u.t./d.a.a.x 100 (= i.c.).

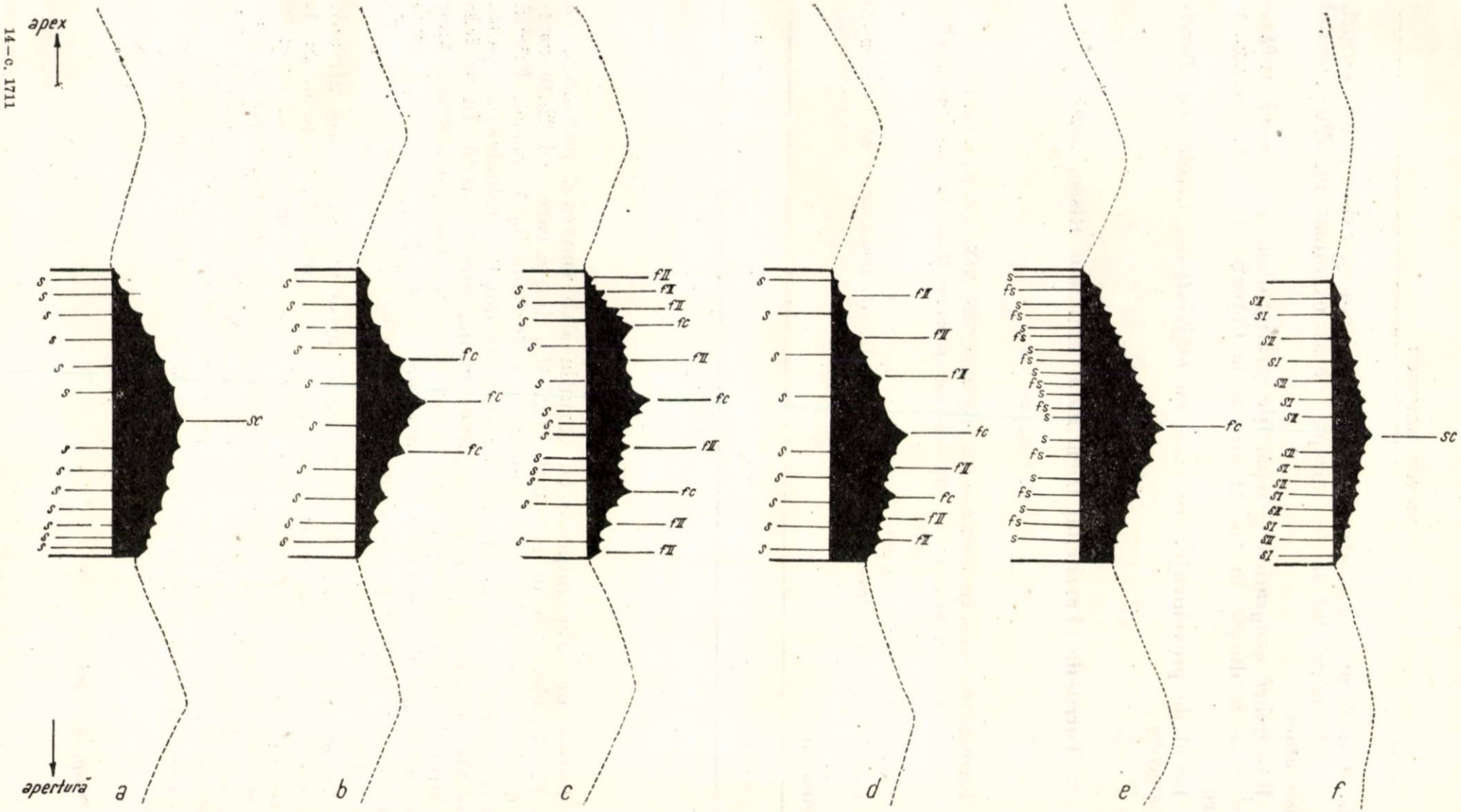


Fig. 1. — Schiţă cu dispunerea elementelor de ornamentaţie la diferite forme de *Turritella* (termen de comparaţie al doilea tur de spiră dinspre apertură).

a, *T. incisa? subfasciolatina*; *b*, *T. tricarinata communis*; *c*, *T. tricarinata communis* morfa A(= *biarritzensis*); *d*, *T. tricarinata communis* morfa B; *e*, *T. tricarinata communis* morfa C; *f*, *T. tricarinata laeviçincta*. *s*, striu; *sc*, *striu-carenă*; *sI*, striu de ordinul I; *sII*, striu de ordinul II; *f*, filet; *fs*, filet-striu; *fc*, filet-carenă; *fII*, filet de ordinul II.

turale, dată fiind neclaritatea figurației, mai pot să existe cîteva striuri, așa încît numărul lor să se apropie de al exemplarului din Bazinul Transilvaniei.

Răspîndire geografică și repartiție stratigrafică. *T. incisa? subfasciolatina* se întîlnește în tongrianul de la Carcare, Bazinul Piemonto-Liguric.

Locul de proveniență. Stratele cu *labyrinthum*, nivelul cu *Turritella* (Șardu).

2. **Turritella (Turritella) tricarinata communis** Risso, 1826

(pl. I, fig. 2a, 2b)

Turritella tricarinata var. *communis* (Risso) (Sacco, 1895, **XIX**, p. 6, pl. I, fig. 15);
Turritella (Turritella) tricarinata (Brocchi) var. *communis* Risso (Erünal-Erentöz, 1958, p. 12, pl. I, fig. 17, 22);
Turritella tricarinata communis Risso, 1826 (Glibert, 1962, p. 86);
Turritella (*Turritella*) *tricarinata communis* Risso, 1826 (Moisescu, cum syn. et descript.[14])

Dimensiuni (mm):

Nr. crt.	d.a.a.	d.u.t.	î.u.t.	î.a.	l.a.	l.sp.	u.a.	R_1	R_2
1	—	—	—	—	—	—	8°	—	—
2	—	—	—	—	—	—	14	—	—
3	—	—	—	—	—	—	14	—	—
4	—	6,75	7,50	—	—	—	13	—	—

Forme de talie mijlocie cu tururile slab convexe, prevăzute cu circa 12—13 elemente ornamentale (fig. 1*b*), dintre care trei filete carenale distincte, de unde și denumirea de *tricarinata* dată speciei. Filetul carenal central este mai reliefat, iar celelalte două marginale, mai puțin dezvoltate. Toate carenele au secțiunea triunghiular-ascuțită. În spațiile intercarenale se mai observă cîte un striu spiral. Asemenea striuri apar și pe porțiunile dintre carenele marginale și suturi; ele pot să ajungă la patru, așa cum se poate vedea atît în zona inferioară a turului, cît și în zona posterioară.

Observații. Formele de *Turritella* descrise mai sus le-am atribuit subspeciei *T. tricarinata communis* (Sacco, 1895, **XIX**, p. 6, pl. I, fig. 15) deoarece se apropie foarte mult de aceasta în ceea ce privește caracterele lor morfologice. Ele se aseamănă și cu *T. biarritzensis* ilustrată de Boussac (1911, p. 83, pl. XXI, fig. 10—13). De altfel, specia lui Boussac nu numai că trebuie introdusă în grupul lui *T. tricarinata*, dar că trebuie considerată în cel mai greu caz doar ca o morfă.

[14] *Op. cit.*, pct. 4.

Răspîndire geografică şi repartiţie stratigrafică. Glibert (1962, p. 86) arată că *T. tricarinata communis* este o formă plaisancian-astiană, întîlnindu-se în Italia şi Franţa. După acelaşi autor ea este menţionată şi în pleistocenul din Sicilia şi Anglia. Erünal-Erentöz (1958, p. 13) descrie o astfel de formă din pliocenul Turciei. Cu toate acestea Sacco (1895, **XIX**, p. 6) o întîlneşte şi în tongrianul de la Dego (Bazinul Piemonto-Liguric). Acelaşi autor arată că specia *T. taurinensis*, pe care Koch (1894, p. 346) o menţionează în stratele de Mera, este o varietate de *T. tricarinata*, iar nu o specie aparte. În cazul formei *T. taurinensis* menţionată de Koch este vorba, desigur, de *T. tricarinata communis*.

Locul de proveniență. Stratele cu *labyrinthum* (Şardu), stratele cu *subtrigona* (dintre Nădăşelu şi Sînpaul).

3. Turritella (Turritella) tricarinata communis morfa A (= biarritzensis Boussac, 1911)

(pl. I, fig. 3a, 3b, 4a, 4b, 5a, 5b, 6a, 6b)

Turritella biarritzensis Boussac (Boussac, 1911, p. 83, pl. **XXI**, fig. 10—13; Fl. şi J. Marinescu, 1962, p. 178);

Turritella (Turritella) tricarinata biarritzensis Boussac, 1911(Moisescu, cum syn. et descript.[15]).

Dimensiuni (mm):

Nr. crt.	d.a.a.	d.u.t.	î.u.t.	î.a.	l.a.	l.sp.	u.a.	R_1	R_2
1	21,50	6,75	8,00?	—	—	18,00?	18°?	31	35
2	20,00	6,60	9,00	4,50	5,00	—	10	33	45
3	—	6,50	8,75	—	—	—	—	—	—
4	15,50?	5,20	6,50	—	—	—	10	33	41
5	17,00?	5,80?	—	—	—	—	10	34	—
6	—	6,00	—	—	—	—	—	—	—
7	—	7,50	8,00	—	—	—	10	—	—
8	26,00?	7,50	11,00	—	—	21,00?	10	28	42

Forme de talie medie cu profilul anfractelor relativ convex. Prezintă un număr variabil de elemente ornamentale spirale, printre care trei filete carenale mai slab vizibile decît la forma *T. tricarinata communis* (fig. 1*c*). Atît în spaţiile dintre carene cît şi în zonele dintre carenele marginale şi suturi se dezvoltă filete de ordinul II şi striuri dispuse alternativ, al căror număr este în jur de 20—23.

Observaţii. După aranjamentul elementelor de ornamentaţie se poate observa în mod clar că specia *T. biarritzensis* nu poate fi altceva decît un stadiu de morfă între subspecia *T. tricarinata communis* şi morfa B a acesteia (v. fig. 1*b*, *c* şi *d*).

[15] *Op. cit.*, pct. 4.

Răspîndire geografică şi repartiţie stratigrafică. Forma de mai sus a fost descrisă de B o u s s a c din rupelianul de la Biarritz.

Locul de proveniență. Se întîlneşte ca exemplare relativ rare în nivelul cu *Turritella* al stratelor cu *labyrinthum* de la Şardu, precum şi în stratele cu *subtrigona* dintre Nădăşelu şi Sînpaul.

4. Turritella (Turritella) tricarinata communis morfa B

(pl. I, fig. 7a, 7b)

Dimensiuni (mm):

Nr. crt.	d.a.a.	d.u.t.	î.u.t.	î.a.	l.a.	l.sp.	u.a.	R_1	R_2
1	—	7,00	8,50	5,00	4,00	—	—	—	—
2	—	5,00	7,00	3,75	3,00	—	—	—	—
3	—	8,00	10,00	5,00	4,00	—	—	—	—
4	32,00	8,00	10,50	6,00	4,00	30,00	15°	25	32

Forme cu secţiunea subtriunghiulară a anfractelor. Prezintă circa 17 elemente ornamentale pe turul de spiră, dintre care opt filete şi nouă striuri spirale. Dintre filete, două mai dezvoltate (cel central şi cel anterior) joacă rol de carene. Carena din jumătatea posterioară a turului nu depăşeşte mărimea unui filet obişnuit (fig. 1*d*). În acest fel, tururile de spiră au un aspect bicarenal. În spaţiul intercarenal se observă două striuri spirale şi un filet de ordinul II, iar între carena centrală şi sutura posterioară, patru striuri spirale şi trei filete. De asemenea, filetul carenal inferior şi sutura turului dinspre apertură separă încă trei striuri şi două filete.

Observaţii. Specimenele descrise mai sus se apropie atît de *Archimediella miotaurina* Sacco (S a c c o , 1895, XIX, p. 13, pl. I, fig. 43), de A. miotaurina var. gracilipercincta Sacco (S a c c o , 1895, XIX, p. 13, pl. I, fig. 44), cît şi de *A. miotaurina* var. *mediobicincta* Sacco (S a c c o, 1895, XIX, p. 14, pl. I, fig. 45) din „Elveziano" — Bazinul Piemonto-Liguric. Asemănarea priveşte aspectul bicarenal al formelor. Cu toate acestea, se vede clar cum formele bicarenate din Bazinul Transilvaniei provin din cele tricarenate, trecerea făcîndu-se treptat la cele bicarenate şi unicarenate (fig. 1*b-e*). Este de menţionat că această trecere nu se datorează unei evoluţii ce s-ar fi petrecut într-un timp mai mult sau mai puţin îndelungat, ci unor condiţii ecologice cu caracter local, deoarece formele de *Turritella* studiate se găsesc situate în general la acelaşi nivel stratigrafic.

Locul de proveniență. Stratele cu *labyrinthum*, nivelul cu *Turritella* de la Şardu.

5. Turritella (Turritella) tricarinata communis morfa C

(pl. I, fig. 8a, 8b, 9a, 9b)

Dimensiuni (mm):

Nr. crt.	d.a.a.	d.u.t.	î.u.t.	î.a.	l.a.	l.sp.	u.a.	R_1	R_2
1	—	4,75	6,00	—	—	—	15°	—	—
2	—	5,00	7,00	—	—	—	14	—	—
3	—	6,00	8,00	—	—	—	15	—	—
4	—	6,50	8,00	—	—	—	15	—	—
5	—	6,75	8,00	4,25	3,50	—	12	—	—
6	—	6,00	7,50	—	—	—	20?	—	—

Forme de talie medie cu secţiunea triunghiulară a anfractelor. Prezintă un singur filet carenal, şi anume filetul central; celelalte două filete sînt reduse la striuri sau mai bine-zis la filete-striuri. Se observă 11 striuri spirale situate alternativ cu alte zece striuri mai mari sau filete-striuri (fig. 1*e*) (inclusiv filetul-carenă).

Observaţii. Deşi din punct de vedere filogenetic fac parte din grupul speciei *T. tricarinata*, specimenele unicarenate de *Turritella* studiate se apropie destul de mult de subspecia *Zaria subangulata ditropis* Fontannes (S a c c o , 1895, **XIX**, p. 11, pl. I, fig. 31). Se deosebeşte însă prin talia mult mai mare a acesteia din urmă, ca şi prin numărul de anfracte.

Locul de proveniență. Se întîlneşte ca exemplare rare în stratele cu *labyrinthum* de la Şardu (nivelul cu *Turritella*).

6. **Turritella (Turritella) tricarinata laevicincta** Sacco, 1895

(pl. I, fig. 11a, 11b)

Turritella tricarinata var. *laevicincta* Sacc. (Sacco, 1895, **XIX**, p. 6, pl. I, fig. 17);
Turritella (*Turritella*) *tricarinata laevicincta* Sacco, 1895 (Moisescu, cum syn. et descript.[16])

Dimensiuni (mm):

Nr. crt.	d.a.a.	d.u.t.	î.u.t.	î.a.	l.a.	l.sp.	u.a.	R_1	R_2
1	17,00	4,00	3,00	—	—	13,00	14°	23	17

Formă de talie mică cu o creştere înceată a tururilor de spiră. Prezintă un număr de circa 16 striuri spirale, dintre care unul situat pe curba de maximă convexitate. Celelalte se împart în şapte striuri de ordinul I şi opt de ordinul II, dispuse alternativ (fig. 1*f*).

Observaţii. Atît din punct de vedere al formei, al taliei, cît şi din punct de vedere al ornamentaţiei de pe anfracte, specimenul studiat se aseamănă cu *T. tricarinata laevicincta* Sacco, atribuindu-l acesteia.

Răspîndire geografică şi repartiţie stratigrafică. *T. tricarinata laevicincta* a fost descrisă de S a c c o (1895, **XIX**, p. 6) din astianul şi piacenţianul Bazinului Piemonto-Liguric.

[16] *Op. cit.*, pct. 4.

Locul de proveniență. Stratele cu *subtrigona* dintre Nădășelu și Sînpaul.

7. Turritella (Turritella) bellardii Mayer, 1866

(pl. I, fig. 10a, 10b)

Turritella bellardii May. (Sacco, 1895, **XIX**, p. 7, pl. I, fig. 20a, 20b, 20c);
Turritella bellardii var. *terebellatoides* Sacco (Sacco, 1895, **XIX**, p. 7, pl. I, fig. 20 bis);
Turritella (Turritella) incisa? *imbricatoidea* Sacco, 1895 (Moisescu, cum syn. et descript.[17])

Dimensiuni (mm):

Nr. crt.	d.a.a.	d.u.t.	i.u.t.	i.a.	l.a.	l.sp.	u.a.	R_1	R_2
1	16,00	5,60	3,30	—	—	—	13°	35	20

Formă de talie medie cu tururi de spiră relativ slab convexe. Elementele ornamentale în număr de 22 sînt constituite din striuri și filete spirale dispuse alternativ. În zona de maximă convexitate se distinge un filet care joacă rol de carenă (fig. 2*a*).

Observații. Specimenul de *Turritella* descris este comparabil cu ceea ce Sacco (1895, **XIX**, p. 7, pl. I, fig. 20a-c, 20 bis) a desemnat sub numele de *T. bellardii* și *T. bellardii* var. *terebellatoides*. Acesta se apropie și de *Zaria subangulata* var. *laevirotundula* Sacco (Sacco, 1895, **XIX**, p. 11, pl. I, fig. 33) și *Z. subangulata* var. *pseudorotundula* Sacco (Sacco, 1895, **XIX**, p. 11, pl. I, fig. 35). Asemănarea privește caracterul alternativ al striurilor spirale și al filetelor ce se observă atît pe exemplarul din Bazinul Transilvaniei, cît și pe cele descrise de Sacco. Deosebirea se referă la talie, care este mai mare la specimenele din Bazinul Piemonto-Liguric, precum și la numărul variabil de elemente ornamentale. De *T. bellardii carinulata* (Sacco, 1895, **XIX**, p. 8, pl. I, fig. 22) se deosebește prin convexitatea mai puțin accentuată a tururilor de spiră.

Răspîndire geografică și repartiție stratigrafică. *T. bellardii* a fost descrisă de Sacco din „Elveziano" de la Colli torinesi. Nu este exclus ca această formă (ca dealtfel și altele) să fi avut o dezvoltare mai mare și să apară încă din oligocen.

Locul de proveniență. Stratele cu *labyrinthum*, nivelul grezo-calcaros cu *Turritella* și resturi de *Calianassa* de pe valea Berecoaia (Mera).

Subgenul *HAUSTATOR* Montfort, 1810

(= *Peyrotia* Cossmann, 1912; = *Gazameda* Iredale, 1924)
Subspecia tip: *Haustator gallicus* Montfort, 1810

[17] *Op. cit.*, pct. 4.

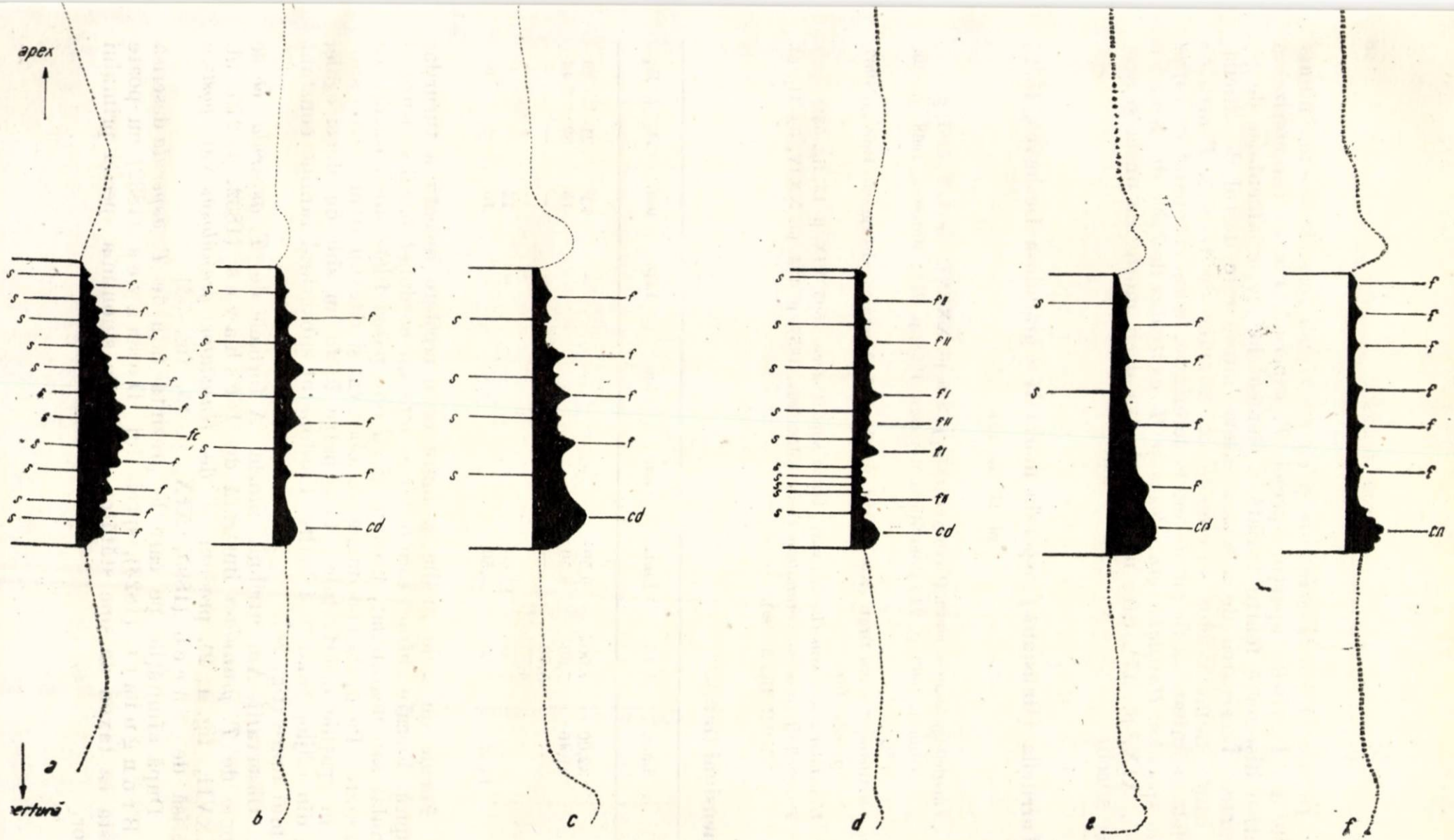


Fig. 2. — Schiţă cu dispunerea elementelor de ornamentaţie la diferite forme de *Turritella* (termen de comparaţie al doilea tur de spiră dinspre apertură).

a, T. bellardii; *b, T. asperula morfa* A (= *granulosa*); *c, T. asperula morfa* B (= *asperulella*); *d, T. asperula* morfa C (= *ventrososimplex*); *e, T. asperula* morfa D(= *simplicula*); *f, T. asperula* morfa E (=*perfasciata*). *s*, striu; *f*, filet; *fI*, filet de ordinul I; *fII*, filet de ordinul II; *cd*, cordonet; *cn*, cordon.

În stratele cu *labyrinthum* şi cu *subtrigona* formele cele mai numeroase de *Turritella* aparţin speciei *T. asperula*. Ele se caracterizează printr-o dispunere foarte variată a elementelor de ornamentaţie de pe anfracte. Încercarea de a separa cîteva morfe este destul de dificilă, din cauza numeroaselor specimene cu caracter de trecere. Pentru ca morfele delimitate să fie cît de cît concretizate, le-am comparat cu varietăţile speciilor *Haustator granulosus* şi *H. asperulus* descrise de Sacco (1895, **XIX**, p. 17), care nu sînt altceva decît morfe ale uneia şi aceleiaşi specii.

8. Turritella (Haustator) asperula morfa A(= granulosa Deshayes, 1832)

(pl. II, fig. 12)

Turritella granulosa Desh. (Deshayes, 1832, p. 275, pl. XXXVII, fig. 1, 2; 1861, p. 314; Glibert, 1962, p. 93; Bombiţă şi Moisescu, 1968, p. 716; Moisescu, 1968, p. 498, 499);

Turritella asperula Brgt. (Koch, 1894, p. 324, 346; Mészáros, Georgescu, Roiban, 1967, p. 43, 46);

Haustator granulosus (Desh.) var. *postica* Sacc. (Sacco, 1895, **XIX**, p. 15, fig. 53);

Turritella (*Haustator*) *granulosa* Desh. (Mészáros, 1957, p. 124, pl. XXIV, fig. 11; pl. XXVII, fig. 3, 3a).

Dimensiuni (mm):

Nr. crt.	d.a.a.	d.u.t.	î.u.t.	î.a.	l.a.	l.sp.	u.a.	R_1	R_2
1	32,00	7,00?	9,50	—	—	—	13°	21	29
2	21,40	7,00	9,50	—	—	—	13	32	44
3	—	5,00	—	—	—	—	—	—	—
4	—	4,75	—	—	—	—	—	—	—
5	—	7,00	13,00	—	—	—	12	—	—
6	14,00?	3,50	5,50	—	—	—	10	25	39

Forme de talie medie şi mare cu o creştere înceată a tururilor de spiră. Fiecare anfract este ornat cu cîte un cordonet bazal subsutural granulat sau negranulat, precum şi cu cîte patru filete mici, uneori fin granulate. Pe unele specimene se observă şi cîte un striu foarte subţire în spaţiile interfiletale. Cele patru filete nu sînt de obicei egale, cele din mijloc fiind mai înalte. Cordonetul subsutural rămîne constant cel mai mare (fig. 2*b*).

Observaţii. Am atribuit morfei A formele de *T. asperula* ce se apropie de *T. granulosa* ilustrată de Deshayes (1832, p. 275, pl. XXXVII, fig. 1, 2), precum şi de *Haustator granulosus* var. *postica* descrisă de Sacco (1895, **XIX**, p. 15, fig. 53).

După afinităţile pe care le prezintă faţă de *T. asperula* descrisă de Brongniart (1823), specia lui Deshayes (1832) nu poate rezista ca taxon de sine stătător, căzînd în sinonimia speciei primului autor.

Răspîndire geografică şi repartiţie stratigrafică. *T. asperula* morfa A(=*granulosa*) este cantonată în auversianul şi bartonianul Bazinului Parisului, de unde a fost descrisă de Deshayes.

Locul de proveniență. Se întîlneşte relativ frecvent în stratele cu *labyrinthum* de la Şardu; mai rar în stratele de Mera dintre Nădăşelu şi Sînpaul.

9. Turritella (Haustator) asperula morfa B (= asperulella Sacco, 1895)

(pl. II, fig. 13a, 13b, 14a, 14b)

Haustator asperulus var. *asperulella* Sacc. (Sacco, 1895, **XIX**, p. 17, pl. I, fig. 60)

Dimensiuni (mm):

Nr. crt.	d.a.a.	d.u.t.	î.u.t.	î.a.	l.a.	l.sp.	u.a.	R_1	R_2
1	—	8,00	11,00	4,00	3,00	—	—	—	—
2	31,00?	7,00	10,00	4,75	4,00	26,00	14°	22	32
3	—	7,25	9,50?	—	—	—	14	—	—
4	—	5,00	7,50?	—	—	—	—	—	—

Formele de *Turritella asperula* din cadrul morfei B au aceleaşi elemente de ornamentaţie pe anfracte, ca şi la cele din morfa A. Deosebirea dintre ele se referă la aceea că la specimenele din morfa B sutura este adîncă, destul de vizibilă şi dezvoltată asimetric. Elementele de ornamentaţie cresc treptat în înălţime (şi o dată cu ele şi turul de spiră) de la partea anterioară spre cea posterioară pînă la sutura turului anterior (fig. 2 *c*). Filetele sînt fin granulate, iar între ele se dezvoltă striuri foarte subţiri, ce se observă mai ales în jumătatea superioară a turului de spiră.

Observaţii. Asemenea specimene ca cele descrise mai sus sînt comparabile cu ceea ce Sacco (1895, **XIX**, p. 17, pl. I, fig. 60) a ilustrat sub numele de *Haustator asperulus* var. *asperulella*.

Răspîndire geografică şi repartiţie stratigrafică. *T. (Haustator) asperula morfa* B (= *asperulella*) a fost descrisă de Sacco din tongrianul de la Carcare, Dego, Mioglia şi Giusvalla, Bazinul Piemonto-Liguric.

Locul de proveniență. Stratele cu *labyrinthum*, nivelul cu *Turritella* (Şardu).

10. Turritella (Haustator) asperula morfa C (= ventrososimplex Sacco, 1895)

(pl. II, fig. 15, 16a, 16b, 17)

Haustator asperulus var. *ventrososimplex* Sacc. (Sacco, 1895, **XIX**, p. 17, pl. I, fig. 62);

Turritella (Haustator) asperula ventrososimplex Sacco, 1895 (Moisescu, cum syn. et descript.[18]

Dimensiuni (mm):

Nr. crt.	d.a.a.	d.u.t.	î.u.t.	î.a.	l.a.	l.sp.	u.a.	R_1	R_2
1	26,00	7,50	10,00	—	—	29,00	12°	28	38
2	—	6,50	7,20?	—	—	—	11	—	—
3	—	9,00	10,00	—	—	—	18	—	—
4	—	6,00	10,00	—	—	—	—	—	—
5	—	7,00	10,00	—	—	—	—	—	—
6	42,00?	8,00	11,00	—	—	40,00	12	19?	26
7	30,00?	6,20	8,00	—	—	30,00	13	20	26
8	35,50?	9,00	12,00	6,00	4,50	30,00	15	25	33
9	36,00	8,00	11,00	—	—	32,00	13	22	30
10	—	7,20	11,00	—	—	—	13	—	—

Formele de *T. asperula* pe care le-am încadrat în morfa C(= *ven trososimplex*) sînt cele mai numeroase în stratele cu *labyrinthum*. Elè se caracterizează printr-o sutură relativ adîncă, cît şi prin faptul că cele două filete centrale de pe anfracte sînt mai înalte decît restul elementelor de ornamentaţie (exceptînd cordonetul subsutural). În felul acesta tururile de spiră nu mai sînt plane. Elementele ce compun ornamentaţia anfractelor sînt în număr de 17, dintre care zece striuri spirale, două filete granulate de ordinul I, patru filete granulate de ordinul II şi un cordonet. În multe cazuri filetele nu sînt vizibile (fig. 2 *d*).

Observaţii. Specimenele încadrate în morfa C sînt comparabile cu ceea ce S a c c o (1895, **XIX**, p. 17, pl. I, fig. 62) a descris sub numele de *Haustator asperulus* var. *ventrososimplex*. Şi la acest autor, elementele de ornamentaţie ale specimenelor ilustrate, situate în partea centrală a anfractelor, sînt ceva mai înalte, dînd un aspect cvasiconvex tururilor de spiră respective. Singura deosebire se referă la faptul că pe specimenul lui S a c c o , dintre toate elementele spirale existente se detaşează unul (iar nu două) care dă un aspect unicarenat formelor. Aceasta însă este o însuşire secundară şi nu poate fi luată prea mult în consideraţie.

Răspîndire geografică şi repartiţie stratigrafică. *T. (Haustator) asperula* morfa C(=*ventrososimplex*) a fost descrisă din tongrianul de la Dego şi Squaneto (Bazinul Piemonto-Liguric).

Locul de proveniență. Stratele cu *labyrinthum* (Şardu), strate cu *subtrigona* (Nădăşelu—Sînpaul).

11. Turritella (Haustator) asperula morfa D (= simplicula Sacco, 1895)

(pl. II, fig. 18a, 18b, 19a, 19b, 20)

Haustator asperulus var. *simplicula* Sacc. (Sacco, 1895, **XIX**, p. 17, pl. I, fig. 61);

[18] *Op. cit.*, pct. 4.

Turritella (Haustator) asperula simplicula Sacco, 1895 (Moisescu, cum syn. et descript.[19])

Dimensiuni (mm):

Nr. crt.	d.a.a.	d.u.t.	î.u.t.	î.a.	l.a.	l.sp.	u.a.	R_1	R_2
1	—	5,00	7,50	—	—	—	12°	—	—
2	35,00	7,00	9,00	5,00	3,70	30,00	13	20	25
3	—	6,00	8,50	—	—	—	11	—	—
4	—	6,50	—	—	—	—	—	—	—
5	—	6,00	8,50	—	—	—	—	—	—
6	—	7,00	9,50	—	—	—	13	—	—
7	30,00	7,00	8,00	—	—	—	12	—	—
8	—	6,00	7,00	—	—	—	12	—	—

Formele de *T. asperula* din cadrul morfei D prezintă filetul din vecinătatea cordonetului dezvoltat şi totodată intim legat de acesta din urmă. Pe de altă parte dispunerea celorlalte elemente ornamentale ale anfractelor cuprinse între cele două cordonete, cel inferior — subsutural al turului de spiră respectiv şi cel inferior — subsutural al turului următor, dau profilului anfractelor un aspect cvasiconcav. La cele mai multe dintre specimene acesta este plan (fig. 2*e*).

Observaţii. Caracterele arătate mai sus apropie formele respective de varietatea Haustator asperulus simplicula descrisă de Sacco (1895, **XIX**, p. 17, pl. I, fig. 61).

Răspîndire geografică şi repartiţie stratigrafică. *T. (Haustator) asperulus* morfa D(=*simplicula*) a fost descrisă din tongrianul Bazinului Piemonto-Liguric.

Locul de proveniență. Se întîlneşte în stratele cu *labyrinthum* de la dealul Hoia (Cluj), de la Şardu, precum şi în stratele cu *subtrigona* dintre Nădăşelu şi Sînpaul.

12. Turritella (Haustator) asperula morfa E (= perfasciata Sacco, 1895)

(pl. II, fig. 21a, 21b, 22a, 22b, 23a, 23b)

Haustator asperulus var. *perfasciata* Sacc. (Sacco, 1895, **XIX**, p. 17, pl. I, fig. 63).

Dimensiuni (mm):

Nr. crt.	d.a.a.	d.u.t.	î.u.t.	î.a.	l.a.	l.sp.	u.a.	R_1	R_2
1	50,00?	7,30	10,20	—	—	46,00	9°	14	20
2	—	6,00	7,00	—	—	—	—	—	—
3	32,00?	7,00	10,00	—	—	30,00	14	21	31
4	35,00	8,00	10,00	—	—	—	13	22	28
5	—	6,20	10,00	—	—	—	10	—	—

[19] *Op. cit.*, pct. 4.

Tabe-

Repartiția biostratigrafică a faunei de turritellidae din regiunea Cluj în paleo-

	Răspîndire biostratigrafică / Denumirea speciei	EOCEN		OLIGOCEN		BIOPROVINCIA NORDICĂ						
		Marnele cu *Nummulites fabianii*	Marnele cu briozoare	Stratele cu *labyrinthum*	Stratele cu *subtrigona*	EOCEN			OLIGOCEN		MIOCEN INF.	
						Inferior	Mediu	Superior	Stampian	Chattian	Aquitanian	Burdigalian
1	*Turritella (Turritella) incisa? subfasciolatina* Sacco,1895*			●								
2	*Turritella (Turritella) tricarinata communis* Risso, 1826*			●	●							
3	*Turritella (Turritella) tricarinata communis* morfa A (= *biarritzensis* Boussac, 1911)			●	+ ●							
4	*Turritella (Turritella) tricarinata communis* morfa B**			●								
5	*Turritella (Turritella) tricarinata communis* morfa C**			●								
6	*Turritella (Turritella) tricarinata laevicincta* Sacco 1895*				●							
7	*Turritella (Turritella) bellardii* Mayer, 1866*			●								
8	*Turritella (Haustator) asperula* morfa A (=*granulosa* Deshayes, 1832)	○	○	× ●	× ⊗ ● ○		●	●				
9	*Turritella (Haustator) asperula* morfa B (= *asperulella* Sacco, 1895)*			●								
10	*Turritella (Haustator) asperula* morfa C (= *ventroso-simplex* Sacco, 1895)*			●	●							
11	*Turritella (Haustator) asperula* morfa D (= *simplicula* Sacco, 1895)*			●	●							
12	*Turritella (Haustator) asperula* morfa E (= *perfasciata* Sacco, 1895)*			●								
13	*Turritella (Haustator) interposita* Deshayes, 1864				⊗		●					
14	*Turritella (Haustator) interposita* cf. *copiosa* Deshayes,1864				⊗		●					
15	*Turritella (Haustator) planispira* Nyst, 1843				⊗				●			

* Forme de *Turritella* necunoscute pînă în prezent în Bazinul Transilvaniei; ** – Forme endemice Răspîn-

lul nr. 1

genul din bazinul Transilvaniei precum şi în diferite bioprovincii din Europa

BIOPROVINCIA ACVITANO-LUSITANIANĂ							BIOPROVINCIA MEDITERA-NEANĂ							BIOPROVINCIA TRANS-EUROPEANĂ							Observaţii
EOCEN			OLIGOCEN		MIOCEN INF.		EOCEN			OLIGOCEN		MIOCEN INF.		EOCEN			OLIGOCEN		MIOCEN INF.		
Inferior	Mediu	Superior	Stampian	Chattian	Aquitanian	Burdigalian	Inferior	Mediu	Superior	Stampian	Chattian	Aquitanian	Burdigalian	Inferior	Mediu	Superior	Stampian	Chattian	Aquitanian	Burdigalian	
										●											
										●											Plaisancian, Astian (Italia, Franţa); Pliocen (Turcia); Pleistocen (Sicilia, Anglia)
			●																		
																					Piăcenţian, Astian (Italia)
																					Elveziano (Italia)
										●											
										●											
										●											
										●											
										●											
																●					

direa unor forme de *Turritella* după autorii : x – Koch (1894); ⊗ Mészáros (1957); + – Fl. şi J. Marinescu (1962); O – Mészáros, Georgescu, Roiban (1967).

Forme cu şase filete şi un cordon granulat pe fiecare anfract. La unele specimene, în spaţiile interfiletale pot să apară şi striuri. Cordonul dezvoltat, cu secţiunea triunghiulară, este constituit din cinci filete fine, granulate, care fac corp comun (fig. 2 *f*).

Răspîndire geografică şi repartiţie stratigrafică. *T. (Haustator) asperula* morfa E(=*perfasciata*) a fost descrisă din tongrianul Bazinului Piemonto-Liguric.

Locul de proveniență. Se întîlneşte în stratele cu *labyrinthum* de la Şardu (nivelul cu *Turritella*).

Consideraţii de ordin biostratigrafic şi paleoecologic.

Fauna de *Turritellidae* din regiunea Cluj deşi săracă în specii şi subspecii (dar bogată în număr de indivizi) ocupă un loc important în asociaţia faunistică a depozitelor stampiene de aici. Ea înregistrează un număr de 15 specii,[20] subspecii şi morfe, dintre care numai 13 se pot utiliza în calcule procentuale.

Din tabelul privind răspîndirea geografică şi biostratigrafică generală a acestora (tabelul nr. 1) reiese că: 15,38% sînt forme eocene (*T. interposita* şi var. *copiosa*); 7,70% forme de trecere de la priabonian la stampian [*T. asperula* morfa A(= *granulosa*)]; 53,84% forme stampiene (*T. incisa? subfasciolatina*, *T. tricarinata communis* morfa A = *biarritzensis*, *T. asperula morfele* B, C, D şi E şi *T. planispira*); 7,70% forme de trecere de la stampian la etajele superioare (*T. tricarinata communis*); 15,38% forme mio-pliocene (*T. tricarinata laevicincta* şi *T. bellardii*).

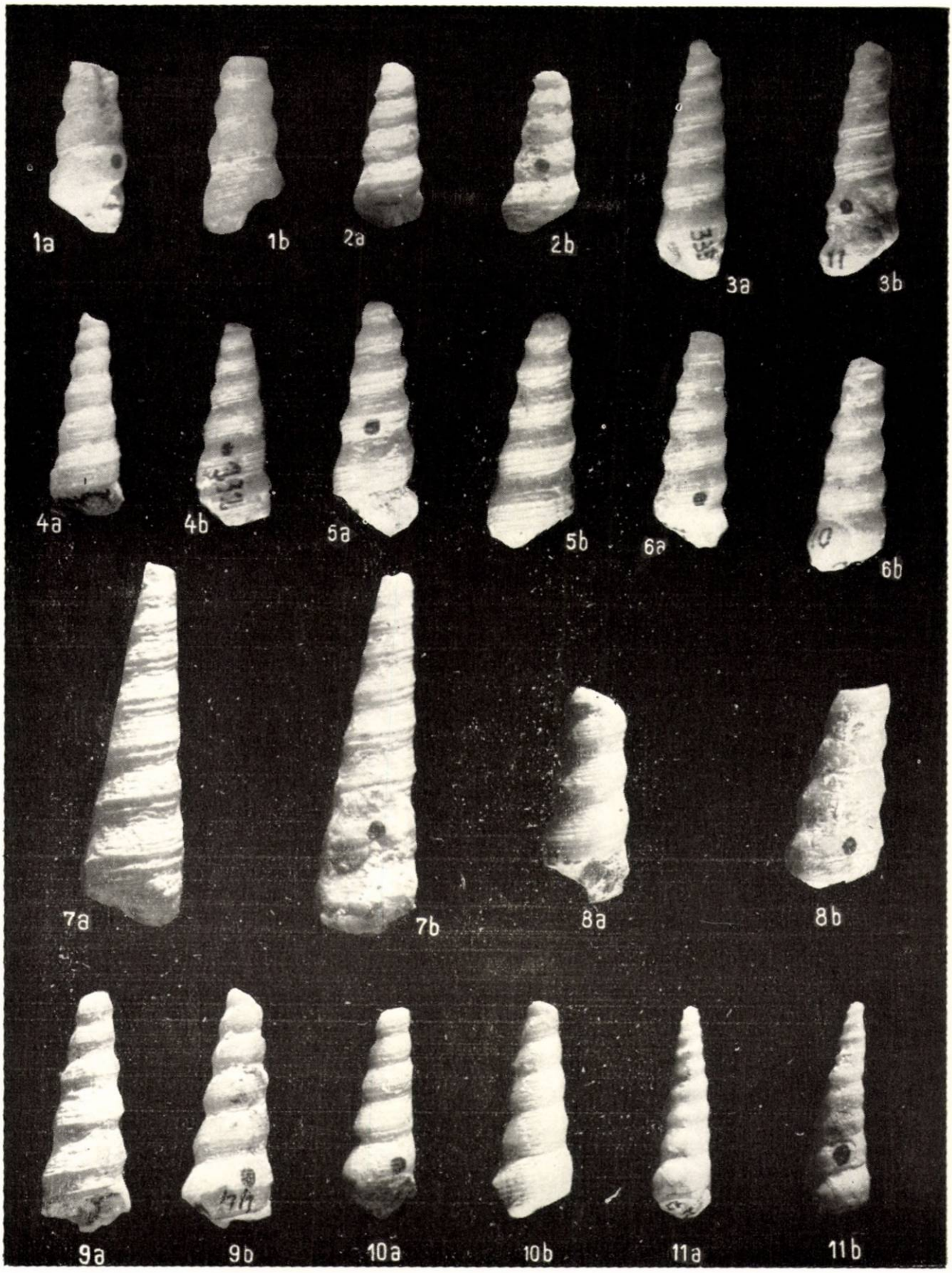
După cum se observă, procentul de 53,84 arată că mai mult de jumătate din formele de *Turritella* studiate au un caracter stampian s.s. (=rupelian).

Repartiţia pe bioprovincii reliefează predominarea netă a acestora în bioprovincia mediteraneană, unde ocupă o proporţie de peste 46%. De altfel, aşa cum reiese şi din descriere, apropierea lor de varietăţile speciei *Haustator asperulus*, din punct de vedere morfologic, este evidentă. Aceasta înseamnă că în timpul stampianului au existat căi de comunicaţie evidente între Bazinul Transilvaniei şi Bazinul Piemonto-Liguric. Existenţa acestor căi a făcut posibilă, pe de o parte, imigrarea

PLANŞA I

Fig. 1a, 1b. — *Turritella (Turritella) incisa? subfasciolatina* Sacco, 1895.
Fig. 2a, 2b. — *Turritella (Turritella) tricarinata communis* Risso, 1826.
Fig. 3a, 3b, 4a, 4b, 5a, 5b, 6a, 6b. — *Turritella (Turritella) tricarinata communis* morfa A(= *biarritzensis* Boussac, 1911).
Fig. 7a, 7b. — *Turritella (Turritella) tricarinata communis* morfa B.
Fig. 8a, 8b, 9a, 9b. — *Turritella (Turritella) tricarinata communis* morfa C.
Fig. 10a, 10b. — *Turritella (Turritella) bellardii* Mayer, 1866.
Fig. 11a, 11b. — *Turritella (Turritella) tricarinata laevicincta* Sacco, 1895.

[20] Dintre care trei descrise numai de N. Mészáros (1957).


1a
1b
2a
2b
3a
3b
4a
4b
5a
5b
6a
6b
7a
7b
8a
8b
9a
9b
10a
10b
11a
11b

PLANŞA II

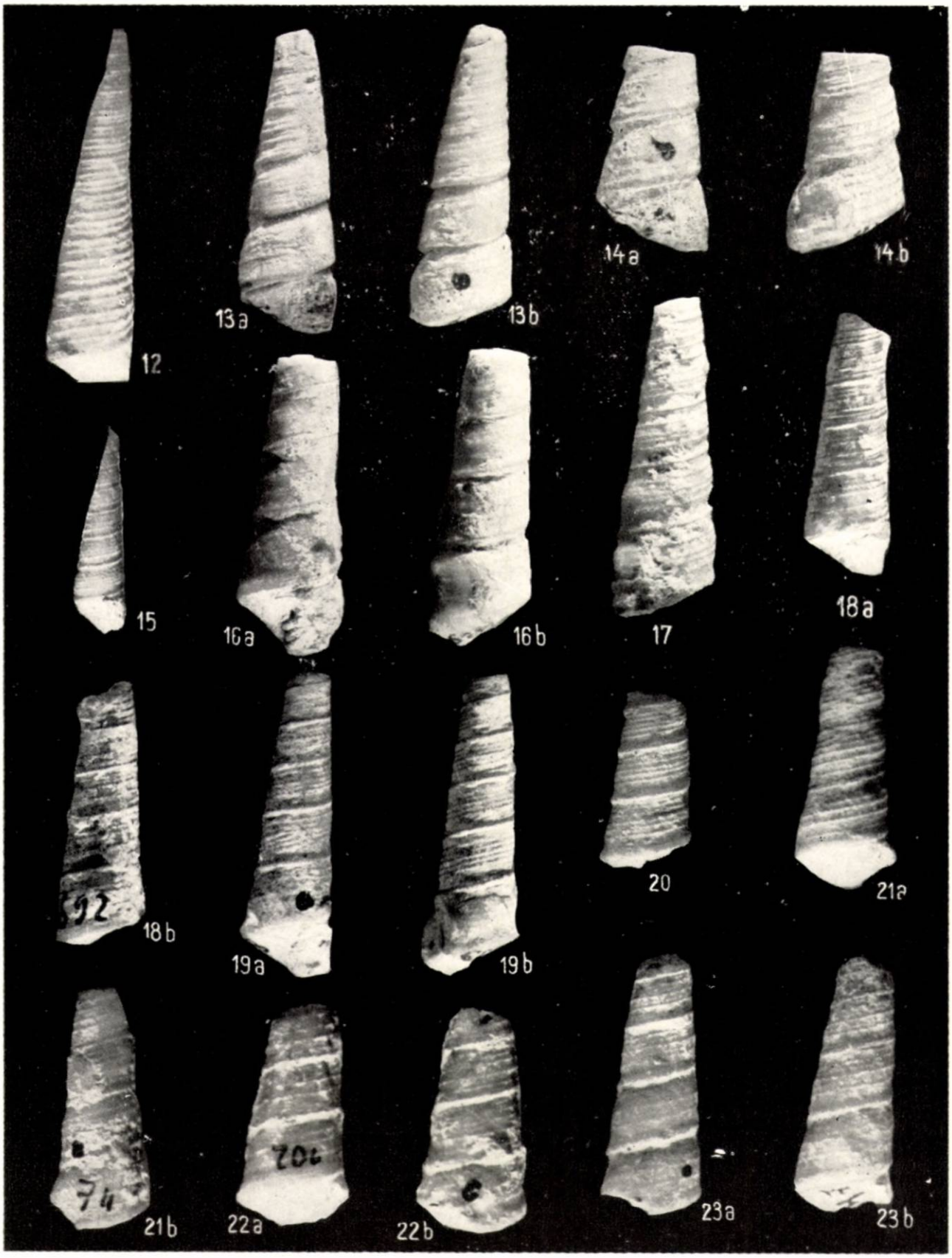
Fig. 12. — *Turritella (Haustator) asperula* morfa A (= *granulosa* Deshayes, 1832).

Fig. 13a, 13b, 14a, 14b. — *Turritella (Haustator) asperula* morfa B (= *asperulella* Sacco, 1895).

Fig. 15, 16a, 16b, 17. — *Turritella (Haustator) asperula* morfa C (= *ventrososimplex* Sacco, 1895).

Fig. 18a, 18b, 19a, 19b, 20. — *Turritella (Haustator) asperula* morfa D (= *simplicula* Sacco, 1895).

Fig. 21a, 21b, 22a, 22b, 23a, 23b. — *Turritella (Haustator) asperula* morfa E (= *perfasciata* Sacco, 1895).


12
13a
13b
14a
14b
15
16a
16b
17
18a
18b
19a
19b
20
21a
21b
22a
22b
23a
23b

diferitelor forme de *Turritella* (*T. asperula*, *T. tricarinata*, *T. incisa*) împreună cu alte specii de moluşte spre Bazinul Transilvaniei, iar pe de altă parte, creerea unor condiţii de mediu similare cu cele din Mediterana centrală.

În stratele cu *labyrinthum* şi cu *subtrigona*, turitelele prezintă de asemenea o distribuţie extrem de neuniformă. Dintr-un total de 877 de specimene colectate, 833 (adică 94,97 %) aparţin formelor din grupul *T. asperula* şi numai 44 de specimene (=5,23 %) se împart între *T. incisa*, *T. tricarinata* şi *T. bellardii* (vezi tabelul nr. 2).

Tabelul nr. 2

Repartiţia procentuală a formelor de *Turritella* colectate din stratele cu *labyrinthum* şi cu *subtrigona* (regiunea Cluj)

Nr. crt.	Denumirea formei	Nr. de specimene întîlnite	Procentul (%)
1	*T. (T.) incisa? subfasciolatina*	1	0,11
2	*T. (T.) tricarinata communis*	4	0,44
3	*T. (T.) tricarinata communis morfa* A (= *biarritzensis*)	25	2,90
4	*T. (T.) tricarinata communis* morfa B	3	0,34
5	*T. (T.) tricarinata communis* morfa C	9	1,02
6	*T. (T.) tricarinata laevicincta*	1	0,11
7	*T. (T.) bellardii*	1	0,11
8	*T. (H.) asperula* morfa A (= *granulosa*)	110	12,54
9	*T. (H.) asperula* morfa B (= *asperulella*)	5	0,57
10	*T. (H.) asperula* morfa C (= *ventroso-simplex*)	564	64,31
11	*T. (H.) asperula* morfa D (= *simplicula*)	46	5,24
12	*T. (H.) asperula* morfa E (= *perfasciata*)	108	12,31
	Total:	877	100,00

Este interesant de văzut dacă din multitudinea de indivizi cele 3 specimene prin care sînt puse în evidenţă formele *T. incisa? subfasciolatina*, *T. tricarinata laevicincta* şi *T. bellardii* sînt entităţi taxonomice şi deci rarităţi în fauna de *Turritellidae* din Bazinul Transilvaniei sau sînt simple variaţii morfice ale speciei *T. tricarinata*. După forma tururilor de spiră, după elementele de ornamentaţie pe care le au, ca şi după modul lor de dispunere,sîntem înclinaţi să credem că specimenele respective reprezintă entităţi taxonomice, deoarece deosebirile sînt prea frapante pentru a putea fi atribuite diferitelor morfe de *T. tricarinata*. În felul acesta putem afirma că turitelele descrise de noi se repartizează la patru specii, care au fost de altfel prezentate şi în text.

Pentru precizarea elementelor de separaţie ale diferitelor forme am luat ca termen comparativ ornamentaţia de pe al doilea tur de spiră dinspre apertură, ornamentaţie pe care am schiţat-o şi în cele două figuri din text. Pentru aceasta am ales cele mai reprezentative specimene, situate la extremele unor bogate serii de indivizi cu caractere de trecere. Evident, aceste elemente de ornamentaţie nu-şi mai păstrează numărul şi modul de dispunere pe tururile din vecinătatea apexului aşa cum se poate observa pe anfractul etalon. În primul rînd spre apex

ele se micşorează ca număr, iar pe de altă parte trec în elemente inferioare de ornamentaţie (cordonetele devin filete, filetele devin striuri, iar striurile se efilează şi dispar).

Formele de *Turritellidae* din stratele cu *labyrinthum* şi cu *subtrigona* formează (împreună cu alte forme de moluşte) asociaţii care, înainte de conservarea în sediment, au suferit un transport de mică distanţă; aşa se explică de ce le lipsesc zona aperturală şi în bună măsură cea apicală.

Din punct de vedere batimetric se precizează că reprezentanţii actuali ai acestora sînt euribaţi, întîlnindu-se la adîncimi variabile între 1 şi 300—400 m. Marea lor majoritate trăiesc însă la adîncimi mici. Populaţiile de *T. tricarinata communis*, de pildă, se stabilesc între 3 şi 10 m (Davitaşvili şi colab., 1968, p. 61). Se apreciază că intervalul batimetric al turitelelor este încadrat între 3 şi 80 m. Turitelele preferă un substrat mîlos, îngropîndu-se în el aproape de suprafaţă. În Bazinul Transilvaniei se găsesc asociate în primul rînd cu specia *Tympanotonos labyrinthum*. Faciesurile stratelor cu *labyrinthum* au din punct de vedere al salinităţii un caracter salmastru pleiomesohalinic (8—18‰), de trecere spre cel polihalinic (8—30‰).

FORMES DE *TURRITELLA* DANS LES COUCHES À *LABYRINTHUM* ET À *SUBTRIGONA* DU NW DE LA TRANSYLVANIE (RÉGION DE CLUJ)

RÉSUMÉ

La faune de *Turritellidae* rencontrée dans les Couches à *labyrinthum* et à *subtrigona* (région de Cluj), bien qu'elle soit peu riche en espèces et sous-espèces (mais riche en nombre d'individus), occupe un place importante dans l'association faunistique des dépôts stampiens de cette région. Elle enregistre 12 espèces, sous-espèces et morphes qu'on présente dans cette étude.

En analysant le tableau de leur répartition biostratigraphique générale, on peut se rendre compte que plus de 53% des formes de *Turritella* étudiées présentent un caractère stampien s. str. (rupélien).

La répartition par bioprovinces met en évidence leur prédominance nette dans la bioprovince méditerranéenne (plus de 46%).

BIBLIOGRAFIE

Bombiţă G., Moisescu V. (1968), *Données actuelles sur le Nummulitique de Transylvanie* Mém. B.R.G.M. **58**, Paris.

Boussac J. (1911), *Études stratigraphiques et paléontologiques sur le Nummulitique de Biarritz*, Annal. Héb., **V**, Paris.

Brongniart Al. (1823), *Mémoire sur les terrains de sédiment supérieurs calcaréo-trappéens du Vicentin*, Paris.

DAVITAŞVILI L. Ş., MERKLIN R. L., TATIŞVILI K. G., BAGDASARIAN K. G., KAZAHAŞVILI J. R.. (1968), *Spravocinik po ekologhii morskih Briuhonoghih*, Akad. Nauk Gruz. SSR, Inst. Paleobiologhii, Moscova.

DESHAYES G. P. (1824—1837), *Description des Coquilles fossiles des environs de Paris (atlas)*, Paris.

DESHAYES G. P. (1864—1866), *Description des Animaux sans vertèbres découverts dans le Bassin de Paris*, **II—III**, Paris.

ERÜNAL-ERENTÖZ L. (1958), *Mollusques du Néogène des Bassins de Karaman, Adana et Hatay (Turquie)*, Maden tetkik ve arama Enstitüsü yayinlarindan (Publ. Inst. d'études et de rech. min. de Turquie), sér. C (4), Ankara.

GLIBERT M. (1962), *Les Mesogastropoda fossiles du Cénozoïque étranger. Ière partie, Cyclophoridae à Stiliferidae (inclus)*, Inst. roy. sci. nat. Belgique, Mémoires, deuxième sér., **69**, Bruxelles.

KOCH A. (1894), *Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landestheile I. Theil. Paläogene Abtheilung*, Mitt. a. d. Jahrb. d. kgl. ung. geol. Anst., **X**, *6*, Budapesta.

MARINESCU FL., MARINESCU J. (1962), *Contribuţii la cunoaşterea Paleogenului şi Neogenului din colţul de NW al masivului Preluca*, D. S. Com. geol., **XLIII** (1955—1956).

MÉSZÁROS N. (1957), *Fauna de moluşte a depozitelor Paleogene din nord-vestul Transilvaniei*, Edit. Acad. R.P.R., Bucureşti.

MÉSZÁROS N., GEORGESCU C., ROIBAN M. (1967), *Eocenul şi baza oligocenului în regiunea Ileanda Mare — Poiana Blenchii*, St. Univ. „Babeş-Bolyai", Ser. geol.-geogr., *1*, Cluj.

MOISESCU V. (1968), *Cercetări geologice în împrejurimile oraşului Cluj*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **XIII**, *2*.

SACCO Fr. (1895), *I Molluschi dei terreni terziarii del Piemonte e della Liguria*, **XIX**, (*Turritellidae e Mathildidae*), Torino.

Primit în redacţie la 11 octombrie 1971

Institutul geologic

CONȚINUTUL FLORISTIC AL DEPOZITELOR CARBONIFERE DIN ZONA SVINIȚA

DE

CORNELIA BIȚOIANU

55(05)

Zona Svinița este situată în partea de SV a Carpaților Meridionali. Ea reprezintă învelișul sedimentar al unității de Almaj și constituie un sinclinoriu cu flancul vestic puternic tectonizat și răsturnat.

Această zonă a format obiectul de studiu al multor cercetători, deoarece în cuprinsul ei apar cărbuni care au fost și sînt exploatați și azi.

În lucrările cercetătorilor mai vechi se menționează existența plantelor fosile pe văile Dragosela și Tișovița, pe baza cărora s-a ajuns la concluzia că depozitele din sinclinalele Dragosela și Baia Nouă sînt de vîrstă carbonifer superioară.

Cercetătorii mai recenți, ca Gr. Răileanu (1953), C. Boldur și echipa (1963)[1], G. Pitulea (1965)[2], au considerat că depozitele cu plante fosile din zona Svinița aparțin stephanianului. A. Semaka (1962) a revizuit întreaga floră fosilă menționată în lucrările geologilor citați mai sus și a stabilit că în zona Svinița ar putea fi prezent și westphalianul (B—D).

CONSIDERAȚII STRATIGRAFICE

Zona Svinița, care constituie o parte din sedimentarul autohtonului danubian, este alcătuită din depozite paleozoice, mezozoice și terțiare, dispuse peste un fundament reprezentat prin șisturi cristaline și roci magmatice.

Dintre depozitele menționate, în lucrarea de față ne vom ocupa doar de depozitele carbonifere, deoarece din ele au fost recoltate numeroase plante fosile.

---

[1] C. Boldur, I. Stănoiu și I. Stilla (1963), *Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru huile în zona Svinița — Camenița*, arh. Inst. geol.

[2] G. Pitulea (1968), *Raport geologic asupra prospecțiunilor executate cu lucrări miniere și sondaje, în partea centrală a zonei Svinița — Svinecea Mare — Banat, în anii 1962—1965 cu situația rezervelor de huilă antracitoasă, determinate în sectorul Dragosela*, arh. Dep.geol.,M.M.P.G.

Carboniferul se dispune transgresiv peste fundamentul cristalin și se dezvoltă într-un facies continental (de molasă). El apare sporadic pe ambele margini ale zonei Svinița, sub formă de petice reduse ca suprafață, constituind mici sinclinale și anticlinale.

În general, în toată zona Svinița, carboniferul este constituit din conglomerate, gresii fine micacee, argile cărbunoase și cărbuni.

Pe marginea vestică a zonei, în sinclinalul Cozla — Camenița, la nord de Valea Mare, carboniferul a fost identificat într-un foraj (22 718) amplasat pe depozite liasice, la SV de vîrful Glavecina Mare. Acest foraj a interceptat depozitele carbonifere la adîncimea de 351 m, unde sînt reprezentate prin porfire roșii, gresii arcoziene, gresii și șisturi argiloase cenușii-negricioase și cărbuni. Din șisturile argiloase negre, din nivelele în care apar stratele de cărbuni, G. Pitulea (1968) [3] a recoltat un rest de *Calamites suckowi* Brgt. care este o specie comună întregului carbonifer și chiar permianului inferior. După S. Năstăseanu (1971) [4], prezența porfirelor roșii (interceptate de acest foraj) ar indica mai degrabă că depozitele menționate mai sus ar fi de vîrstă permiană.

Pe ogașul Streniac, afluent al văii Berzasca (Valea Mare), carboniferul a fost pus în evidență printr-o galerie și prin foraje, amplasate în malul drept al acestui ogaș, cam la 400 m de la confluența sa cu valea principală. În acest loc el este alcătuit din gresii șistoase negricioase, șisturi argiloase, cărbunoase, cu impresiuni de plante fosile prost conservate. Dintre acestea am determinat speciile *Lepidodendron obovatum* Brgt., *Cordaites principalis* Germ., precum și fragmente de *Sigillaria* sp. și flori de *Calamites* (*Annularia* sp.). Toate aceste specii sînt citate în tot carboniferul superior.

Un foraj amplasat pe Valea Mare a arătat că sub conglomeratele și porfirele cuarțifere permiene au fost identificate șisturi negricioase, gresii arcoziene și șisturi cărbunoase cu numeroase impresiuni de *Calamites suckowi* Brgt. și *C. cisti* Brgt. (G. Pitulea, 1965)[5].

Pîrîul Dragosela este singurul loc din întreaga zonă Svinița unde s-a putut realiza o coloană stratigrafică a carboniferului pe o grosime de 200 m. Aici, peste șisturile cristaline se dispun conglomerate mărunte cu intercalații de gresii micacee cenușii, grosiere. Treptat se trece la argile micacee cenușii-negricioase, gresii arcoziene și microconglomerate, cu intercalații de argile negre cărbunoase. În partea mediană a acestei succesiuni se află o lentilă de huilă groasă de 0,40 m. Din complexul cărbunos s-au recoltat plante fosile atît din galeria de cercetare pentru cărbune, cît și din aflorimentul din malul stîng al văii, la kilometrul 21,700. Asociația floristică întîlnită este constituită din următoarele specii :

Lepidodendron obovatum Brgt.
Calamites suckowi Brgt.
Asterophyllites grandis Stbg.
Asterophyllites longifolius Stbg.
Annularia sphenophylloides (Zenk.) Gutb.

[3] *Op. cit.*, pct. 2.
[4] Date inedite
[5] *Op. cit.*, pct. 2.

Sphenophyllum majus Brgt.
Alethopteris grandini Brgt.
Pecopteris arborescens Schloth.
Pecopteris candolleana (Schloth).
Pecopteris plumosa-dentata (Artis, Brgt.) Corsin
Pecopteris unita Brgt. (Gothan)
Zeilleria (*Sphenopteris*) *delicatula* Stbg.
Imparipteris (*Neuropteris*) *ovata* Hoffm.
Linopteris neuropteroides (Gutb.)

Speciile menționate caracterizează westphalianul D (partea superioară) și stephanianul A (partea inferioară).

Forajul amplasat pe dealul Tulinibreg a atins carboniferul la adîncimea de 154,49 m și este constituit din roci asemănătoare celor de pe pîrîul Dragosela care alcătuiesc flancul estic al anticlinalului. În cuprinsul șisturilor argiloase s-au identificat cîteva resturi de plante fosile, printre care menționăm formele de *Calamites cisti* Brgt. și *Cordaites palmaeformis* (Goep.), frecvent întîlnite în carboniferul superior.

Carboniferul își mai face apariția pe ogașul Cozila, afluent de dreapta al văii Sirinia unde, la contactul șisturilor cristaline cu gresiile roșii permiene, apar gresii, șisturi negre și o intercalație de cărbune de 0,50 m grosime care a fost cercetată printr-o galerie. În halda acestei galerii, în gresii s-au recunoscut cîteva impresiuni de plante ce par a fi resturi de *Sigillaria*.

În partea estică a zonei Svinița, carboniferul apare mai tectonizat și mult mai sporadic.

În bazinul văii Povalina, formațiunile carbonifere se dezvoltă sub forma unei fîșii foarte înguste, alcătuind un sinclinal format din gresii cuarțitice arcoziene cenușii, șisturi grezoase-argiloase negre, cărbunoase, tufuri și melafire. Aceste depozite se dispun peste conglomeratele de Staricica (Gr. Răileanu, 1953) care, la rîndul lor, stau peste gabroul de Iuți și suportă depozite permiene.

Pe pîrîul Coșarnița, afluent stîng al văii Povalina, în gresii dure, s-au identificat cîteva resturi de plante fosile rău conservate, reprezentate prin :

Annularia radiata Brgt.
Alethopteris davreuxi Brgt.
Corynepteris (*Sphenopteris*) *coralloides* Gutb., forma
Grypophylla Geop.
Paripteris (*Neuropteris*) *linguaefolia* P.B.
Imparipteris (*Neuropteris*) *ovata* Hoffm.
Linopteris neuropteroides (Gutb.) H. Pot.

Asociația floristică menționată indică cu precizie că depozitele din acest loc au o vîrstă westphaliană (westphalian C).

I. Maxim (1967) semnalează existența unui punct fosilifer în partea de SV a dealului Cioaca Cucuiova, cu o bogată floră, din care citățm : *Stylocalamites cisti* Brgt., *Radicites capillacea* Lindl. et Hut., *Pecopteris pluckeneti* Schloth., *Imparipteris* (*Neuropteris*) *pseudo-blisi* Pot., *Paripteris* (*Neuropteris*) *pseudogigantea* Pot., *Callipteris conferta* Stbg., *Odontopteris obtusiloba* Naum. etc. După autor, aceste forme arată

vîrsta stephaniană (partea cea mai superioară). Analizînd răspîndirea stratigrafică a formelor citate de I. Maxim, am constatat că acestea nu sînt specii caracteristice și că ele sînt cunoscute atît în carbonifer cît și în permian.

La Baia Nouă, carboniferul se observă mai ales în lucrările miniere. Întregul sector cuprins între valea Tișovița, Ogașul Cărbunari și Ogașul Popesc se caracterizează prin lipsa aflorimentelor. Depozitele carbonifere împreună cu cele permiene descriu un sinclinal aplecat spre est, al cărui flanc vestic este încălecat de serpentine. Aici, peste fundament se dispun discordant gresii micacee, microconglomerate, șisturi cărbunoase și un strat de cărbune gros de 1,5—14 m. Peste acestea se găsesc porfire cuarțifere permiene. În intercalațiile grezoase, care uneori alcătuiesc acoperișul stratului de cărbune, s-au determinat numeroase plante fosile reprezentate prin :

Lepidodendron acutum Presl.
Lepidodendron obovatum Stbg.
Sigillaria polyploca Boulay
Sigillaria tessellata Brgt.
Syringodendron sp.
Asolanus camptotaenia Wood
Stigmaria ficoides Brgt.
Sphenophyllum cuneifolium Stbg.
Calamites carinatus Stbg.
Calamites cisti Brgt.
Calamites suckowi Brgt.
Asterophyllites longifolius Stbg.
Palaeostachya pedunculata Willière
Calamostachys germanica Weiss
Mariopteris hirsuta Corsin
Mariopteris nervosa Brgt.
Mariopteris sauveuri (Brgt.) Stur
Mariopteris cf. micro-sauveuri P.C.
Pecopteris miltoni Artis
Pecopteris plumosa-dentata (Artis-Brgt.) Corsin
Pecopteris saraefolia P.B.
Alethopteris serli Brgt.
Neuropteris arberi Crookall
Imparipteris (*Neuropteris*) *ovata* Brgt.
Imparipteris (*Neuropteris*) *schlehani* Stur (?)
Imparipteris (*Neuropteris*) *tenuifolia* Schloth.
Sphenopteris (*Crossotheca*) *crepini* Zeiller
Sphenopteris (*Corynepteris*) *coralloides* Gutb.
Sphenopteris (*Urnatopteris*) *herbacea* Boulay
Sphenopteris andraeana v. Roehl
Sphenopteris obtusiloba Brgt.
Sphenopteris stonehousei Kidston
Sphenopteris spiniformis Kidston

Asociația floristică menționată caracterizează westphalianul C plus partea inferioară a westphalianului D.

Peste carbonifer se dispune în continuitate de sedimentare permianul, care este alcătuit din serii detritice (șisturi negre, gresii și șisturi roșii) și serii vulcanice (porfire roșii, verzi și roci porfirice albe).

REPARTIȚIA FLOREI ÎN ZONA SVINIȚA

În cele de mai jos vom discuta repartiția florei din zona Svinița sub aspectul stratigrafic și cantitativ.

Repartiția stratigrafică

Așa după cum am mai amintit, flora fosilă studiată a fost recoltată din aflorimente, sondaje și vechi lucrări miniere. Extinderea verticală a tuturor speciilor vegetale colectate este figurată în figura 1.

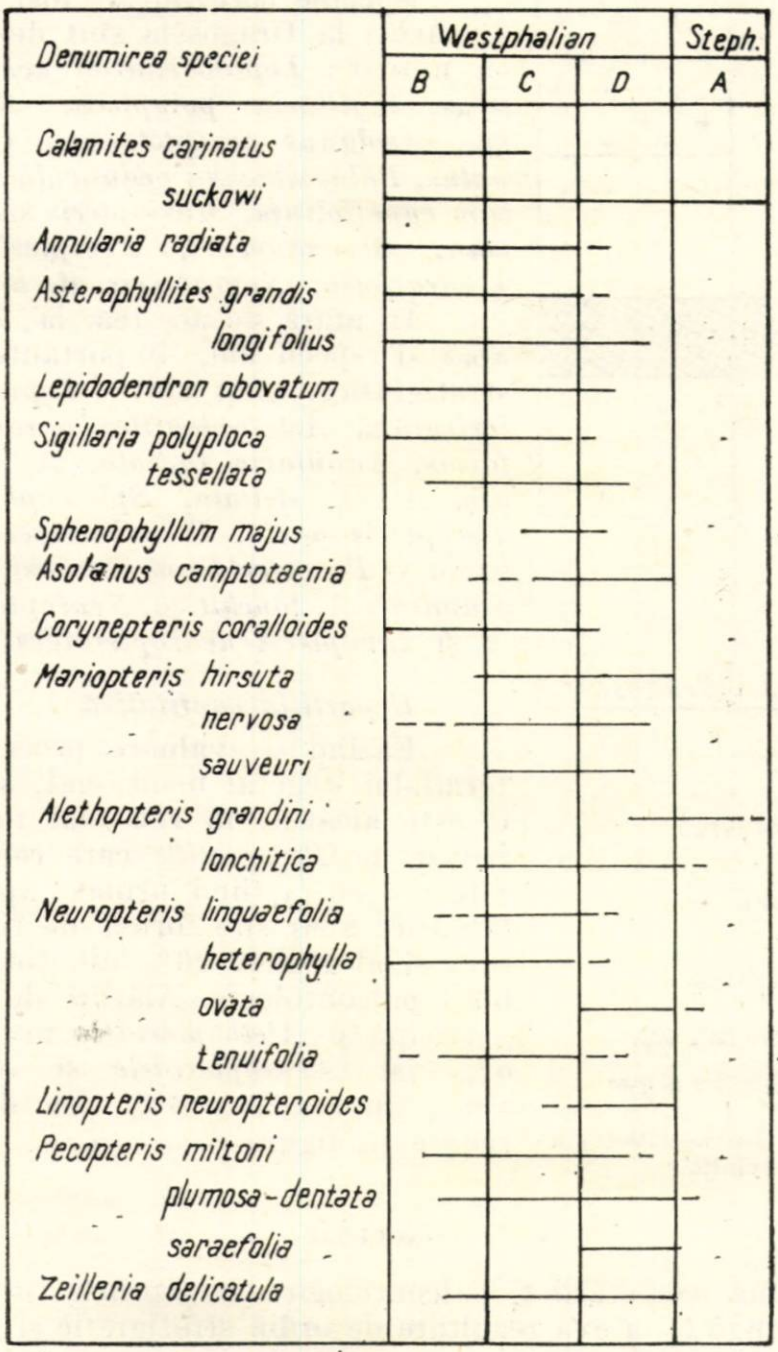


Fig. 1. — Răspîndirea stratigrafică a plantelor fosile din zona Svinița.

Dacă facem o comparație între flora fosilă identificată la Dragosela și cea de la Baia Nouă, ajungem la concluzia că din totalul speciilor determinate (60), 8 reprezintă fondul paleobotanic comun al celor două regiuni, 15 specii dispar și 20 apar (fig. 2).

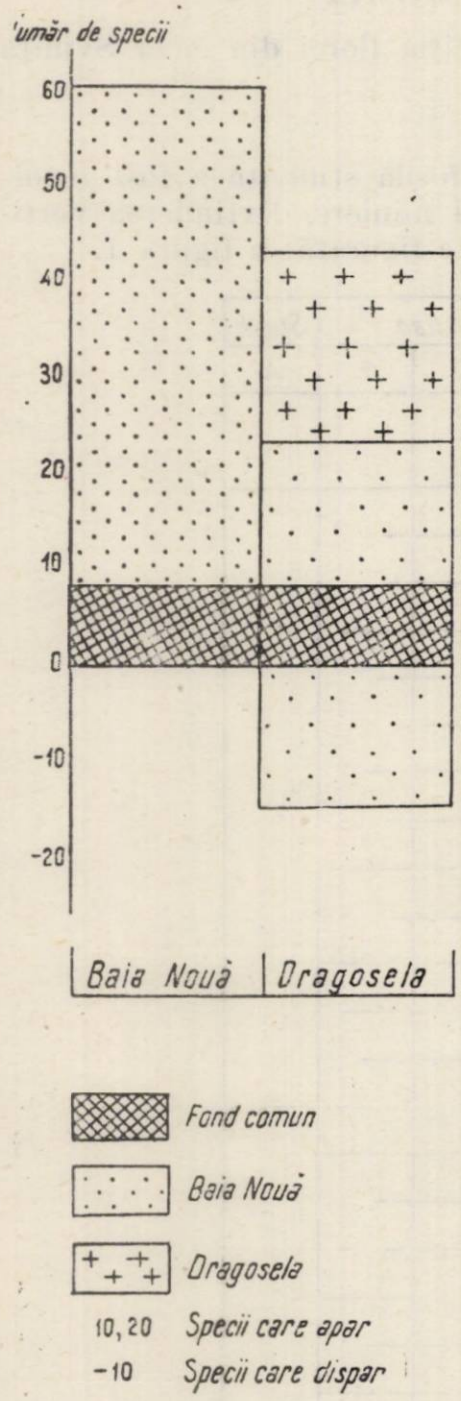


Fig. 2. — Variațiile speciilor din zona Svinița.

Fondul paleobotanic comun este reprezentat prin următoarele specii : *Lepidodendron obovatum*, *Stigmaria ficoides*, *Calamites cisti*, *C. suckowi*, *Asterophyllites longifolius*, *Pecopteris miltoni*, *Pecopteris plumosa-dentata*, *Neuropteris ovata*. Cele mai multe din speciile citate sînt cunoscute din westphalianul inferior și persistă în tot westphalianul.

Speciile care nu au fost întîlnite (au dispărut) la Dragosela sînt destul de multe ca număr : *Lepidodendron acutum*, *L. ophiurus*, *Sigillaria polyploca*, *Syringodendron* sp., *Asolanus camptotaenia*, *Calamites carinatus*, *Palaeostachya pedunculata*, *Sphenophyllum cuneifolium*, *Mariopteris hirsuta*, *M. nervosa*, *M. sauveuri*, *Pecopteris raconensis*, *P.saraefolia*, *Neuropteris* cf. *arberi*.

În afară de acestea, la Dragosela mai apar și specii noi, importante în scopuri stratigrafice, cum sînt : *Lepidodendron* cf. *loricatum*, *Asterophyllites grandis*, *A. longifolius*, *Annularia radiata*, *A. sphenophylloides*, *A.* cf. *stellata*, *Sphenophyllum majus*, *Pecopteris acuta*, *P. arborescens*, *P. candolleana*, *Pecopteridium armasi*, *Alethopteris grandini*, *A. lonchitica*, *Neuropteris heterophyla* și *Linopteris neuropteroides*.

Repartiția cantitativă

Făcînd o evaluare procentuală a materialului vegetal menționat, se constată că el este alcătuit în cea mai mare parte din frunze de *Pecopteride* care reprezintă aproximativ 46%, fiind urmate apoi de *Articulate* care apar sub formă de tije, frunze și flori și alcătuiesc 26% din totalul materialului paleontologic. Alături de acestea mai participă și *Alethopteridele* în proporție de 6%, iar *Neuropteridele* și *Sphenopteridele* ajung împreună la 6%. Cele de mai sus sînt redate în figura 3.

CONCLUZII

În urma cercetărilor paleontologice întreprinse în zona Svinița s-a putut ajunge la cîteva rezultate de ordin stratigrafic și paleontologic.

Carboniferul superior, care a constituit obiectul lucrării, apare sporadic pe ambele margini ale zonei Svinița, unde este dezvoltat într-un facies continental (de molasă). El este constituit din conglomerate, gresii fine, grăunțoase, micacee, șisturi negre cărbunoase și cărbuni. În cuprinsul lui, în gresii și argile, s-au identificat numeroase resturi de plante fosile, reprezentate prin frunze, segmente, foliole și fructe, de *Lycophyta*, *Sphenophyta* și *Filicophyta*.

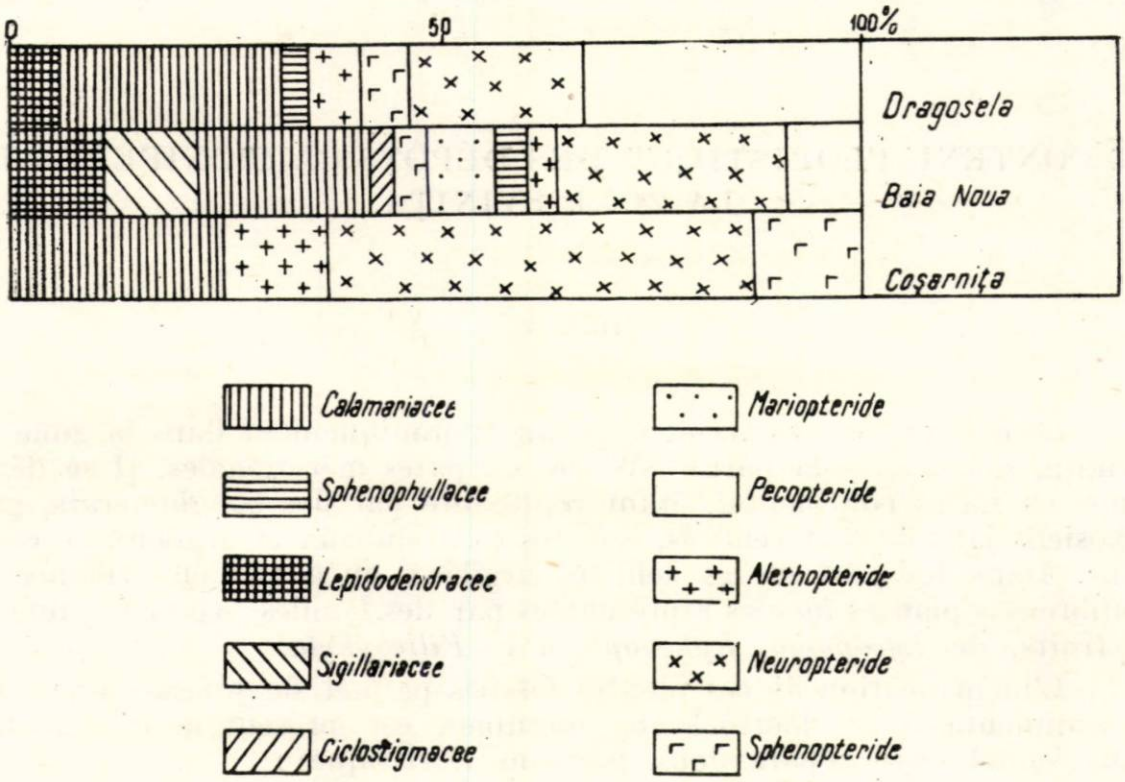


Fig. 3. — Variațiile familiilor botanice din zona Svinița.

Prin determinarea resturilor de plante colectate din zona Svinița, s-a constatat că în această parte a sedimentarului domeniului danubian este prezent westphalianul, în cadrul căruia s-au separat două orizonturi paleontologice.

a) Westphalianul C—D (partea inferioară), identificat în sinclinalele Baia Nouă și Coșarnița, în care predomină asociația: *Mariopteris sauveuri*, *M. nervosa*, *Lepidodendron acutum*, *Sigillaria polyploca*, *Neuropteris linguaefolia*, *Neuropteris tenuifolia*, *Alethopteris davreuxi*, *Pecopteris miltoni*, precum și *Corynepteris coralloides* și *Sphenopteris andraeana*;

b) Westphalian D — stephanian A (partea inferioară) în sinclinalul Dragosela, caracterizat prin următoarea asociație: *Palmatopteris furcata*, *Alethopteris lonchitica*, *Neuropteris ovata*, *Linopteris neuropteroides* și *Sphenophyllum mayus*.

Aceste două orizonturi nu pot fi separate cartografic, deoarece carboniferul în zona Svinița nu apare decît pe suprafețe foarte reduse.

Din punct de vedere al condițiilor de dezvoltare a florei s-a observat că în partea de est a zonei Svinița (Baia Nouă) predomină arborii de

talie mare, iar în partea vestică (Dragosela) se găsesc mai mult plante terestre. Din acest fapt s-ar deduce că în partea vestică au existat, în timpul carboniferului, mici lacuri unde au crescut plantele terestre, în timp ce în partea estică au fost mlaștini întinse care au favorizat dezvoltarea calamitelor și lepidofitelor.

Apariția arborilor de talie mare demonstrează că în momentul depunerii depozitelor carbonifere a existat o climă variată, perioadele de timp cald și umed s-au succedat după perioade scurte de ariditate.

LE CONTENU FLORISTIQUE DES DÉPÔTS CARBONIFÈRES DE LA ZONE SVINIȚA

RÉSUMÉ

Le Carbonifère supérieur apparaît sporadiquement dans la zone de Svinița, située dans la partie SW des Carpates méridionales. Il se développe en faciès continental, étant représenté par des conglomérats, grès arkosiens jaunâtres et cendrés, schistes charbonneux et argileux et charbons. Dans les grès et les schistes argileux on a mis en évidence de nombreuses plantes fossiles représentées par des feuilles, segments, folioles et fruits, de *Lycophyta*, *Sphenophyta* et *Filicophyta*.

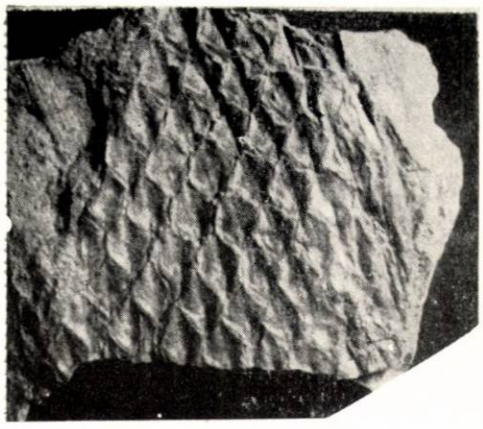
L'identification de ces plantes fossiles permet de préciser que dans le sédimentaire de l'autochtone danubien est présent le Westphalien dans lequel on a séparé deux horizons floristiques :

— Westphalien C+D (sa partie inférieure) caractérisé par les espèces suivantes : *Mariopteris hirsuta*, *M. nervosa*, *M. sauveuri*, *Neuropteris linguaefolia*, *N. ovata*, *Alethopteris davreuxi*, *Sphenophyllum cuneifolium*, *Corynepteris coralloides* ;

— Westphalien D +Stéphanien A (sa partie basale) représenté par : *Palmotopteris furcata*, *Alethoptéris lonchitica*, *Linopteris neuropteroides*, *Asterophyllites grandis*, *Sphenophyllum mayus*, *Pecopteris arborescens*.

PLANȘA I

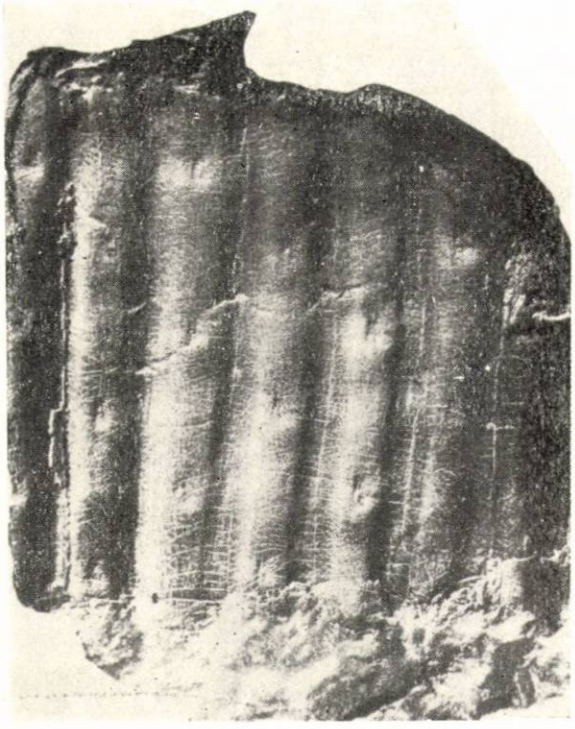
Fig. 1. — *Lepidodendron acutum* Presl., × 1, Baia Nouă.
Fig. 2. — *Lepidodendron obovatum* Stbg., M. n., Baia Nouă.
Fig. 3. — *Lepidostrobus* sp., × 1, Baia Nouă.
Fig. 4. — *Syringodendron* sp., M. n., Baia Nouă.
Fig. 5. — *Sigillaria tessellata* Brgt., M. n., pîrîul Dragosela.
Fig. 6. — *Sigillaria polyploca* Boulay, M. n., Baia Nouă.



1

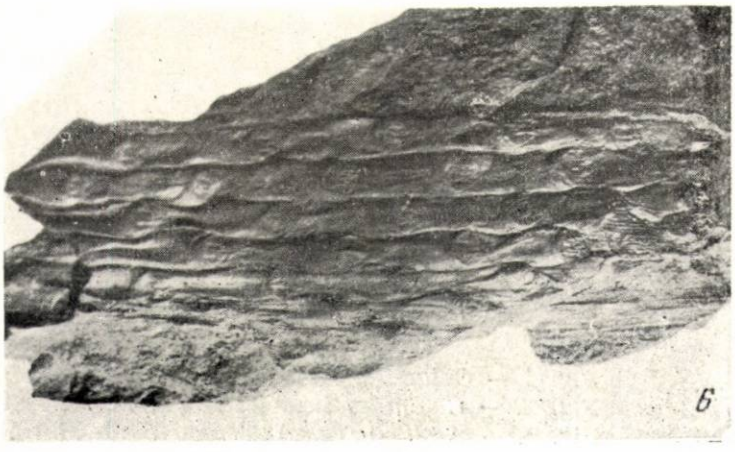
2

3



4

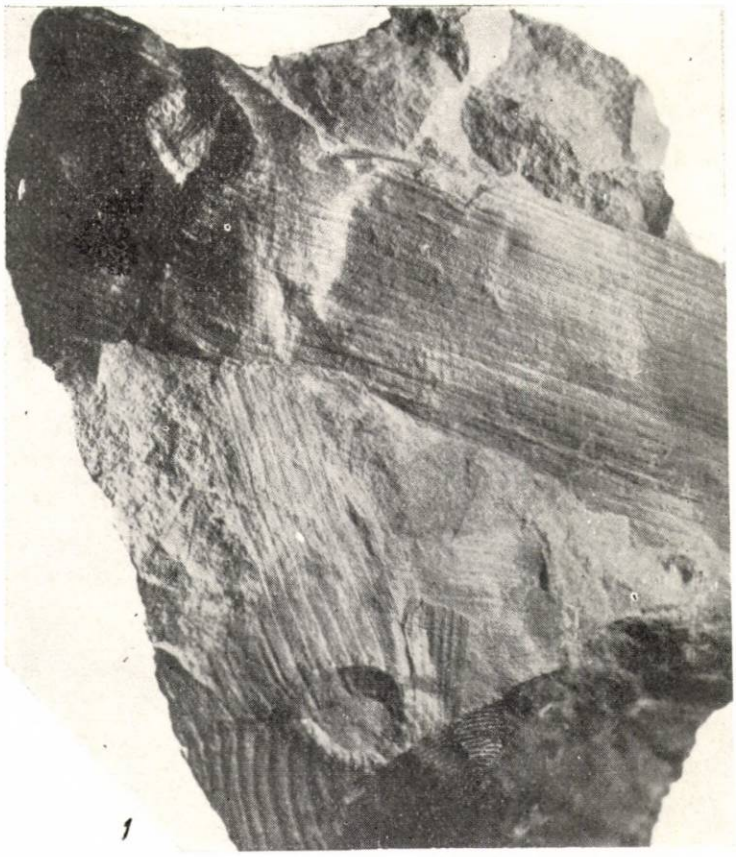
5



6

PLANȘA II

Fig. 1 — *Calamites carinatus* Brgt., M. n., Baia Nouă.
Fig. 2. — *Calamites suckowi* Brgt., M. n., Baia Nouă.
Fig. 3. — *Asolanus camptotaenia* Wood, M. n., Baia Nouă.
Fig. 4. — *Asterophyllites equisetiformis* (Schloth.) Brgt., ×2, pîrîul Dragosela.
Fig. 5. — *Asterophyllites longifolius* Stbg., × 2, pîrîul Dragosela.


1

2

3

4

5

PLANȘA III

Fig. 1. — *Annularia sphenophylloides* (Zenk.) Gutb., × 2, ogașul Coșarniță.
Fig. 2. — *Sphenophyllum majus* Brgt., × 2, ogașul Coșarniță.
Fig. 3. — *Calamostachys tuberculata* Stbg., × 1, pîrîul Dragosela.
Fig. 4. — *Asterophyllites grandis* Stbg., × 2, pîrîul Dragosela.
Fig. 5. — *Mariopteris sauveuri* Brgt., M. n, ogașul Cărbunari.
Fig. 6. — *Mariopteris* cf. *micro-sauveuri* P. C., M. n., valea Tișovița.
Fig. 7. — *Mariopteris nervosa* Brgt., M. n., ogașul Cărbunari.
Fig. 8. — *Mariopteris* sp., × 2, ogașul Popesc.
Fig. 9. — *Pecopteris volkmanni* Sauveur, × 2, pîrîul Dragosela.
Fig. 10. — *Pecopteris miltoni* Artis, × 2, pîrîul Dragosela.

1

2

3

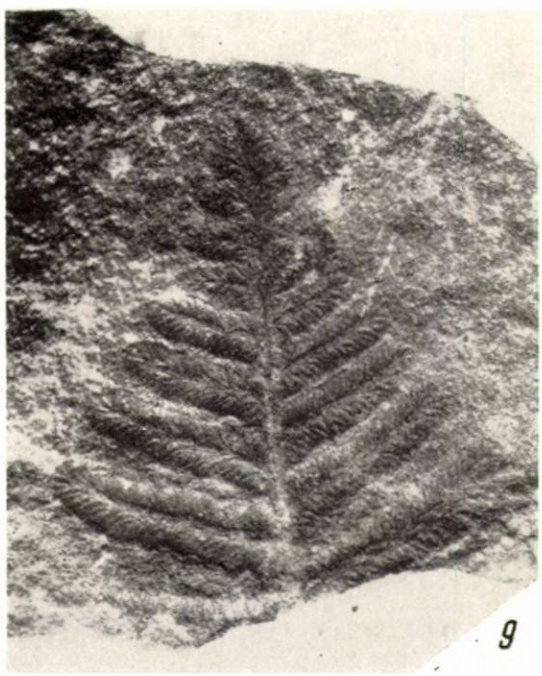
4

5

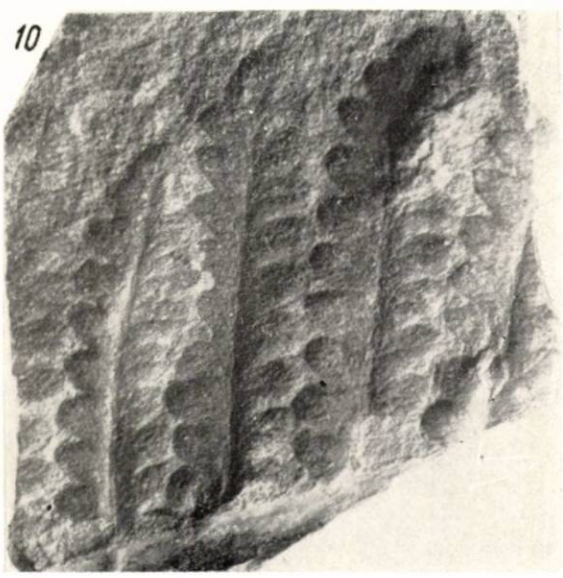
6

7

8


9

10



PLANȘA IV

Fig. 1. — *Pecoperidium armasi* Zeiller, × 2, pîrîul Dragosela.
Fig. 2. — *Alethopteris grandini* Brgt., × 2, pîrîul Dragosela.
Fig. 3. — *Alethopteris lonchitica* Schloth., × 2, pîrîul Dragosela.
Fig. 4. — *Pecopteris plumosa dentata* (Artis), forma *delicatula* Brgt., M. n., pîrîul Dragosela.
Fig. 5. — *Neuropteris ovata* Hoffm., M. n., ogașul Coșarnița.
Fig. 6. — *Neuropteris* cf. *obliqua* Brgt., × 2, Baia Nouă.
Fig. 7. — *Neuropteris linguaefolia* P. B., × 2, ogașul Coșarnița
Fig. 8. — *Palmatopteris furcata* Brgt., × 2, pîrîul Dragosela (km 21,700).
Fig. 9. — *Linopteris neuropteroides* Gutb., var. minor Pot., × 2, ogașul Coșarnița.
Fig. 10. — *Cardiocarpus gutbieri* Geinitz, M. n., Baia Nouă.
Fig. 11. — *Trigonocarpus* sp., M. n., pîrîul Dragosela.

1

2

4

5

3

6

8

10

7

11

9

BIBLIOGRAFIE

Bertrand P. (1930), *Bassin houiller de la Sarre et de la Lorraine, Flore fossile*, I[e] fasc. *Neuroptéridées*, Ét. Gîtes minéraux de la France, Lille.

Buisine M. (1961), *Les Aléthoptéridées du nord de la France*. Thèse. Lille.

Corsin P. (1951), *Bassin houiller de la Sarre et de la Lorraine. Flore fossile*, 4e fasc., *Pécoptéridées*, Loos (Nord).

Crookall R. (1966), *Fossil plants of the Carboniferous rocks of Great Britain*, Londra.

Danzé J. (1954), *Les fougères sphénoptéridiennes du bassin houiller du nord de la France*, Ét. géol., **I**, *2*, Lille.

Greber C. (1965), *Flore et stratigraphie du Carbonifère des Alpes Françaises*, Mém. B.R.G.M., *21*, Paris.

Maxim I. (1967), *Noi contribuțiuni asupra florei fosile de la Svinița — Banat, cu o privire comparativă între flora permocarboniferă din zona Svinița, Reșița și sudul Dunării*, St., Univ. ,,Babeș-Bolyai'' Cluj, Seria geol.-geogr., fasc. 2.

Răileanu Gr. (1953), *Cercetări geologice în regiunea Svinița—Fața Mare*, Bul. șt. Acad. R.P.R., **V**, *2*.

Semaka Al. (1962), *Observațiuni asupra florelor paleomezozoice din danubiul Banatului*, D. S. Com. geol. **XLVIII**.

Wagner R.(1966), *Palaeobotanical dating of Upper Carboniferous folding phases in NW Spain*, Mem. Inst. geol. Min. España, **LXVI**, Madrid.

Primit în redacție la 6 martie 1972

Institutul geologic

DATE NOI ASUPRA GEOLOGIEI REGIUNII OCNA SIBIULUI — ALBA IULIA — SEBEŞ (SUD-VESTUL BAZINULUI TRANSILVANIEI)

DE

ILIE HUICĂ, VICTORIA LUBENESCU, ANTOANETA CLEMENS, AURA CEHLAROV LIDIA BÎRLEA

55(05)

În lucrarea de faţă expunem rezultatele noi obţinute în cadrul unei sinteze mai largi asupra părţii de vest, de sud şi de est a Bazinului Transilvaniei.

În regiunea cercetată apar formaţiuni şi depozite care aparţin următoarelor subdiviziuni stratigrafice:

IV. Cuaternar	2. Holocen	
	1. Pleistocen	
III. Neozoic	2. Neogen	Pannonian s. str.
		Sarmaţian (Volhinian-bessarabian)
		Tortonian
		Aquitanian-burdigalian
	1. Paleogen	Eocen
II. Mezozoic	1. Cretacic	Senonian
I. Anteproterozoic	superior	

I. ANTEPROTEROZOICUL

Depozitele de această vîrstă nu au format obiectul special al cercetărilor noastre, fiind amintit numai ca fundament nemijlocit al depozitelor sedimentare din Bazinul Transilvaniei, alcătuind rama de sud a acestuia prin versantul nordic al munţilor Cibin şi Sebeş.

Este reprezentat prin roci mezometamorfice şi, subordonat, epimetamorfice. Primele sînt alcătuite din paragnaise (valea Apold), paragnaise

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 17, nr. 2, p. 401–411, Bucureşti, 1972

cu biotit și paragnaise migmatitice cu biotit și muscovit (Valea Scurtă-Dobîrca), gnaise oculare cu structură granoporfiroblastică (valea Gîrbova) și amfibolite plagioclazice cu structură nematoblastică (valea Cacovița-Săsciori).

Rocile epimetamorforice au fost întîlnite într-un singur punct, pe Valea Lungă—Dobîrca, fiind reprezentate prin șisturi cuarțitice cu magnetit.

II. MEZOZOICUL

Cele mai vechi depozite sedimentare din partea de sud-vest a Bazinului Transilvaniei se dezvoltă în regiunea Pianu de Sus — Săsciori — Dumbrava și aparțin santonianului. Contribuții deosebite la studiul acestor depozite au fost aduse de Valeria Marincaș (1952, 1965) și de Camelia Tomescu (1970). Față de cele consemnate în cercetările anterioare, menționăm următoarele contribuții :

a) Din santoianul superior, neritic-marin, care aflorează pe drumul dintre Dumbrava și Răhău, la vest de vîrful Dosului (fig. 1), citățm, pentru prima dată, existența în regiune a următoarelor specii fosile : *Trigonia limbata* d'Orb., *Exogira ostracina* Lam., *Exogyra* aff. *turonensis* d'Orb., *Arca orbignyana* Math., *Cucullaea* sp., *Isocardia* aff. *pyrenaica* d'Orb., *Lucina lenticularis* Gold., *Astarte guerangeri* d'Orb., *Crassatella supracretacea* Pálfy., *Psammobia* sp., *Chama* sp., *Lima* aff. *marotiana* d'Orb., *Lima* ex gr. *difficilis* d'Orb., *Pecten kreneri* Pethö., *Pecten* ex gr. *striatopunctatus* Roem., *Spondylus* aff. *dutempleanus* d'Orb., *Anomia* sp., *Inoceramus* cf. *balticus* Böhm., *Pinna cretacea* Schloth., *Venus rhotomagensis* d'Orb., *Cerithium (Tympanotomus)* aff. *Pethöi* Palfy., *Natica acutimargo* Roem., *Patella* sp.

b) Dintr-un pachet de gresii marnoase, micacee, negricioase, gros de 1 m, situat lîngă podul de peste valea Zăpodia Săsciorului, au fost recoltate plante fosile care, determinate de N. Țicleanu, au fost atribuite următoarelor genuri : *Credneria triacuminata* Hampe., *Dryophyllum* cf. *gracile* Debey., *Quercus* sp., *Magnolia* sp., *Aralia* sp., *Cinnamonum* sp.

c) În profilul de pe valea Cacovița — Săsciori, probele pentru analiza microfacială au pus în evidență următoarele tipuri de roci :

— argilit slab siltitic ;

— microbrecie calcaroasă cu elemente de gnaise migmatitice ;

— gresie microbrecioasă cu ciment calcaros mineralizat caracterizată prin abundența fragmentelor de cristale de microclin ;

— calcar micritic slab arenaceu, cu radiolari, spiculi de spongieri, globigerinide, *Globotruncana* sp., *Globorotalia* sp., provenind din nivelul cu echinide și pe care îl considerăm un microfacies caracteristic pentru santonian.

d) Concentratele de minerale grele prezintă o compoziție mineralogică foarte variată de la o probă la alta, fiind în general sărace cantitativ în mineralele grele (sub 0,06% din rocă).

Din studiul microfacial și din cel asupra mineralelor grele rezultă că santonianul superior, neritic-marin, este reprezentat printr-un facies de

subgrauwacke în care elementele constitutive prezintă un grad redus de sortare și rulare, presupunînd un transport scurt și o sedimentare rapidă.

III. NEOZOICUL

1. PALEOGEN-EOCENUL

În urma cercetărilor noastre, depozitele eocene apar pentru prima dată reprezentate pe harta geologică a regiunii. Hauer și Stache (1863) menționează, după Stur și Neugeboren, depozite eocene în bazinul văii Poieni (M. Ilie, 1953), iar ca blocuri remaniate în depozitele sarmațiene, eocenul este remarcat de Maxim (1965). În anul 1971, Gh. Bombiță și colaboratorii comunică prezența eocenului pe valea Apold, bazîndu-se pe existența numuliților și a foraminiferelor în argilele situate peste calcarele brecioase cu macrofaună eocenă dispuse la rîndul lor transgresiv pe fundamentul cristalin.

Bine reprezentate faunistic, depozitele eocene apar pe văile Apold și Dobîrca.

Pe valea Apold, peste fundamentul mezometamorfic se dispune o o succesiune de brecii, nisipuri, marne, gresii și calcare brecioase, în strate de grosimi diferite (0,20—4m), în care se află cantonată următoarea faună fosilă, menționată pentru prima dată: *Chlamys* aff. *pariziensis optata* (Desh.), *Chlamys multistriata binicostata* Sacco., *Chlamys* sp. ex gr. *C. (Aequipecten) subtripartita* (D'Arch., *Spondylus* aff. *radula* Lam., *Spondylus* aff. *bifrons* Münst., *Ostrea (Cubitostrea) flabellula* (Lam.), *Ostrea (Ostrea) flabellulaeformis* Schaur., *Anomia* sp., *Pycnodonta* sp., *Solecurtus elongatus* Bell., *Vermetus* sp., *Neolaganum* sp., *Nummulites striatus* Brug.

Aceste depozite, considerate pe bază de macro- și microfaună ca aparținînd părții superioare a eocenului mediu, suportă nisipuri cu trovanți, în alternanță cu argile verzui și roșcate (circa 45 m grosime), nefosilifere, care au fost atribuite miocenului inferior.

Pe valea Dobîrca, pe ambele brațe (Valea Lungă și Valea Scurtă), care se unesc în amonte de satul Dobîrca, peste paragnaisele cu biotit și paragnaisele migmatitice se dispun depozite detritice, prezentînd o colorație roșie-violacee, caracteristică, și o stratificație încrucișată. Ele suportă marne nisipoase, micacee, cenușii, cu următoarea asociație de faună fosilă: *Pitar (Silista)* cf. *bonnetenzis* (Bous.), *Lucina* aff. *Lugeoni* Bous., *Cardium* aff. *lipoldi* Rolle, *Anadara* cf. *globulosa* Desh., *Chlamys multistriata binicostata* Sacco, *Chlamys* sp., *Ostrea (Cubitostrea) flabellula* (Lam.), *Ostrea (Ostrea) flabellulaeformis* Schaur., *Pycnodonta* sp. ex gr. *P. (Phygraea) antiqua antiqua* Schwet., *Modiola* sp., *Libitina* aff. *parisiensis* Desh., *Corbula* sp., *Calyptraea (Trochita)* aff. *suessoniensis* (d'Orb.), *Rimella* aff. *labrosa* Sow.

Compoziția macrofaunei din bazinul văii Dobîrca, comparabilă cu cea a văii Apold, ne îndreptățește să atribuim depozitelor aceeași vîrstă eocenă.

Caracterul arcozian şi slaba sortare a materialului trădează formarea depozitelor eocene în zona neritică-litorală.

Marea bogăţie în indivizi întîlnită în depozitele eocene de pe valea Apold, care reprezintă un adevărat lumaşel de ostrei şi clamişi în asociaţie cu numuliţi şi echinide, confirmă formarea acestor depozite în condiţii de salinitate normală, temperatură ridicată şi o adîncime mică, într-o zonă bine aerată prin acţiunea valurilor.

2. NEOGENUL

Miocenul inferior: aquitanian-burdigalian (complexul roşu)

Vîrsta complexului roşu a fost mult dezbătută în literatura geologică a părţii de sud-vest a Bazinului Transilvaniei (M. Ilie, 1953 şi 1955; D. Ciupagea şi colab., 1970). Confirmăm dispoziţia transgresivă a depozitelor tortoniene peste complexul roşu, marcată atît printr-o discordanţă unghiulară, cît şi prin existenţa unui conglomerat gros de 2—5 m în baza complexului marnelor albe tufacee cu globigerine. În plus, menţionăm că microfauna determinată din pelitele roşii, cenuşii şi verzui ale complexului roşu pledează pentru vîrsta burdigaliană, prin comparaţie cu microfauna burdigalianului prin nordul Transilvaniei[1].

Tortonianul

Depozitele tortoniene, întlînindu-se trangresiv atît pe formaţiunile sedimentare mai vechi (cretacic, eocen), cît şi pe cele cristaline, arată că în timpul sedimentării lor a avut loc una din marile transgresiuni ale neogenului.

În general, depozitele tortoniene din regiune au fost descrise şi figurate pe hărţi (publicate sau în manuscris) de cîţiva cercetători anteriori, astfel că nu mai găsim necesară o descriere şi o localizare a lor. Consemnăm că, pe valea Apold, unde tortoianul ne oferă cele mai frumoase deschideri din regiune, acesta se dispune peste depozitele ecocene, cu un nivel de 3,00 m de marne albe cu globigerine, obişnuit denumite tufuri. Aceste marne reprezintă un amestec în proporţie de 1 : 1 de calcit şi minerale argiloase, acestea din urmă fiind constituite din montmorillonit interstratificat cu illit şi cu urme de substanţă organică [2].

Tot pe valea Apold s-a întîlnit pentru prima dată macrofaună fosilă, cantonată în depozite marnoase, superioare gipsului. S-au determinat *Nucula (N) nucleus* Linné., *Corbula (Varicorbula) gibba* Olivi, *Vermetus* sp., *Dorsanum* sp.

Pe valea Cacova, la Fîntînele — Sibiel, unde au fost semnalate depozite tortoniene în acelaşi facies, sînt prezentate următoarele macrofosile,

---

[1] Aura Cehlarov şi colab. (1966), *Raport asupra prospecţiunilor geologice pentru săruri de potasiu şi hidrocarburi în sud-vestul Bazinului Transilvaniei, între Alba Iulia — Blaj, — Ocna Mureşului — V. Aiud.*, arh. M.M.P.G.

[2] Analiza termică diferenţială efectuată de D. Tudor.

citate tot pentru prima dată : *Lucina (Linga) columbbella* Lam., *Taras rotundatus* (Mont.), *Pectunculus (Axinaea) pilosus deshayesi* (Mayer), *Anadara diluvii* Lam., *Amussium (A) cristatum badensis* Font., *Spondylus* aff. *crassicosta vindobonensis* Sacco, *Pycnodonta cohlear navicularis* Brocc., *Pycnodonta leopolitana* Niedz., *Oxistele orientalis* (Cossm. et Peyrot)., *Turritella (Arhimediella) pythagoraica* Hielb., *Turritella (Torculoidella) bicarinata* Eichw., *Janopsis angulosa* (Brocc.), *Conus (Chelyconus) vindobonensis* (Hoern. und Auing)., *Alvania (Alvania) venus danubiensis* Cossm et Peyrot.

În plus, în urma cercetărilor noastre au mai fost figurate pe harta geologică o serie de aflorimente cu depozite tortoniene în zona Daia Română — Răhău — Cut :

— pe valea Caselor, la 1 km sud de Răhău, apar argile negricioase şistoase ;

— la rîpa Arina Bişbocut de la Daia Română aflorează argile maronii cu eflorescenţe de sulf şi cristale de gips secundar, avînd intercalaţii de nisipuri gălbui albicioase ;

— la izvoarele văii Slatina, între Daia Română şi Sebeş, au fost întîlnite marne cenuşii ;

— la Cut apar marne cenuşii negricioase disodiliforme.

Poziţia aproape verticală a depozitelor tortoniene din zona Daia Română — Răhău — Cut este pusă de noi pe seama sării.

Tortonianul în faciesul calcarelor cu *Lithothamnium* nu a fost întîlnit în loc, în cuprinsul regiunii cercetate. Considerăm că acest facies a fost depus şi în partea de sud-vest a bazinului, însă depozitele sale au fost erodate şi resedimentate în formaţiunile mai noi, fapt confirmat de existenţa blocurilor de calcare de tip Leitha, semnalate de I. M a x i m (1965) şi regăsite de noi în bazinul văii Dobîrca.

Din studiul mineralelor grele efectuat pe şase probe provenind din depozitele tortoniene, rezultă că mineralul prezent constant în cantităţi predominante este ilmenitul. Urmează granatul, asociat uneori cu epidotul şi staurolitul. Compoziţia mineralogică a concentratelor indică, în principal, ca sursă de material detritic, şisturile cristaline mezozonale şi într-o măsură mai redusă, însă constantă, formaţiunile eruptive neogene. Mineralele sînt de natură exclusiv ologenă, fiind în general slab prelucrate prin abraziune şi puţin sortate, sugerînd un proces de sedimentaţie continuu în bazine liniştite apropiate de sursă.

Sarmaţianul (volhinian-bessarabian inferior)

După cum este cunoscut, denumirea de sarmaţian a fost folosită pentru prima dată de S u e s s, în anul 1866, care a paralelizat stratele din Bazinul Vienei cu stratele cunoscute în România şi Polonia.

În regiunea cercetată de noi, pe baze macropaleontologice şi micropaleontologice, s-a confirmat existenţa sarmaţianului în sensul lui S u e s s, adică depozite ce ar corespunde volhinianului şi bessarabianului inferior, după orizontarea făcută de N. A n d r u s o v şi I. S i m i o n e s c u în bazinul Euxinic.

Depozitele volhinian-bessarabianului inferior apar atît pe rama de sud-vest a bazinului, fie în continuitate de sedimentare cu depozite le

tortonianului, fie transgresive pe depozitele mai vechi, cît şi în interiorul bazinului, scoase la zi, prin eroziune, de sub formaţiunile mai noi.

Litologic, depozitele sarmaţiene de la rama de sud-vest a bazinului au fost împărţite în două complexe : complexul inferior pelitic şi complexul superior psamitic-psefitic.

Complexul inferior pelitic, reprezentat prin marne şi argile cenuşiu-verzui cu intercalaţii subţiri de nisipuri cenuşiu-gălbui, se dezvoltă în continuitate de sedimentare cu depozitele tortoniene superioare. După macrofauna cantonată în partea inferioară, depozitele acestui complex ar conţine şi buglovianul (I. M a x i m şi C. H ö n i g, 1969), pe care noi îl considerăm ca un orizont bazal, neavînd posibilitatea unei delimitări cartografice.

Fauna determinată din complexul pelitic de pe valea Dobîrca este reprezentată prin : *Cardium vindobonense* Lask., *Ervilia podolica* Eichw., *Acteocina lajonkaireana* Bast., *Acteocina convoluta* Brocc., *Dorsanum duplicatum* Sow., *Mohrensternia inflata hydrobioides* Hilb., *Mohrensternia pseudoinflata* Hilb., *Mohrensternia pseudoangulata politioani* Jek., *Mohrensternia pseudoangulata banatica* Jek., *Mohrensternia sarmatica* Friedb., *Pseudamnicola sarmatica* Jek., *Pseudamnicola tholosa* Jek., *Irus (Paphyrus) vitalianus* d'Orb., *Irus (Paphyrus) gregarius dissitus* Eichw.

Complexul superior psamitic-psefitic este transgresiv pe depozitele mai vechi, ajungînd să repauzeze în zona Reciu — Cărpiniş, pe şisturile cristaline ale fundamentului. Acest complex este reprezentat prin nisipuri cenuşii-gălbui şi prin pietrişuri gălbui avînd galeţii formaţi din elemente de cuarţite şi şisturi cristaline. Larg dezvoltate, depozitele complexului superior apar în arealul localităţilor Răhău—Reciu, Gîrbova, Dobîrca şi Apoldu de Sus, fiind depăşite către est de depozitele pannonianului[3].

În afara punctelor fosilifere cunoscute în urma cercetărilor anterioare, mai adăugăm următoarele :

— Pe valea Cîlnic, la est de biserica-cetate din localitatea Cîlnic (fig. 1), din nisipuri cenuşii, citäm : *Pirenella nodosoplicata* (Hoern), *Pirenella picta mitralis* (Eichw.), *Clavatula doderleini* (Hoern)., *Dorsanum duplicatum duplicatum* (Sow.), *Acteocina lajonkaireana* Bast., *Mactra vitaliana eichwaldi* Lask.

— Pe valea Cîlnic, la nord de localitatea Cîlnic (fig. 1), cantonate în nisipuri cenuşiu-gălbui şi marne cenuşii micacee, se întîlnesc : *Erviiia podolica* Eichw., *Erviiia trigonula* Sok., *Cardium vindobonense vindobonense* Lask., *Pirenella picta picta* (Defr.), *Pirenella picta mitralis* (Eichw.), *Pirenella disjuncta quadricinta* Sieber., *Acteocina lajonkaireana* Bast., *Dorsanum duplicatum duplicatum* Sow., *Mohrensternia inflata hydrobioides* Hilb., *Mohrensternia inflata* Andrz., *Mohrensternia pseudoinflata* Hilb., *Mohrensternia pseudoangulata* Hilb.

— Pe valea Dobîrca, la nord de localitatea cu acelaşi nume, dintr-o carieră de nisipuri gălbui-cenuşii, s-au determinat : *Ervilia podolica* Eichw., *Ervilia podolica dissita* Eichw., *Ervilia trigonula* Sokol., *Mactra* cf. *podolica podolica* Eichw., *Musculus sarmaticus* (Gatuev), *Cardium pseudo-*

[3] M. D u m i t r i u şi colab. (1965), *Raport geologic pentru hidrocarburi, sare şi săruri de potasiu, în vestul Bazinului Transilvaniei, inclusiv zona cutelor diapire, între valea Mureşului şi valea Cibinului*, arh. M.M.P.G.

plicatum Friedb., *Pirenella picta picta* (Defr.), *Pirenella picta mitralis* (Eichw.), *Acteocina lajonkaireana* Bast.

O menţiune specială trebuie făcută asupra depozitelor sarmaţiene de pe valea Apold, deoarece aceasta prezintă o serie de particularităţi. Astfel, peste marnele cenuşii nisipoase cu macrofaună, aparţinînd tortonianului superior, se trece continuu la marne cenuşiu-verzui cu intercalaţii subţiri de nisipuri cenuşii micacee, şisturi calcaroase, gălbui, disodiliforme, reiate. În masa marnelor se găsesc cochilii fine de lamelibranhiate, impresiuni de frunze şi peşti, precum şi fragmente de lemn incarbonizat. Citărn următoarele specii fosile : *Cardium gleickenbergensis* Papp., *Cardium* aff. *plicatum* Eichw., *Ervilia podolica dissita* Eichw., *Mactra* sp. Succedă marne albicioase compacte cu spărtură concoidală cu numeroase ostracode, *Pisidium costatum* Gorj. — Kramb., *P. protractum* Gorj., — Kramb., *Radix* sp., *Undulotheca* sp., şi intercalaţii subţiri de nisipuri gălbui roşcate cu efloreşcenţe de sulf. Spre partea superioară se trece la marne albicioase cu *Congeria banatica* R. Hörn., *Paradacna lenzi* Hoern. şi *Pisidium costatum* Gorj. — Kramb., *P. protractum* Gorj. — Kramb., care suportă marne argilitice cenuşii albicioase cu *Congeria banatica* R. Hörn. şi *Radix (Velutinopsis) velutina* Desh. Acestea reprezintă baza pannonianului s. str.

Rezultă deci că în zona Apold nu se mai dezvoltă complexul superior psamitic-psefitic, sedimentarea efectuîndu-se tot timpul sarmaţianului în condiţiile unei mări mai liniştite şi poate mai adînci, în imediata vecinătate a ţărmului.

Studiul microfacial efectuat pe numeroase probe recoltate de pe văile Apold, Dobîrca şi Gîrbova din depozitele orizontului pelitic al volhinian-bessarabianului inferior indică o scufundare a bazinului şi o acumulare a acestor depozite. Grosimea lor şi adîncimea bazinului au favorizat apariţia proceselor diagenetice (compactizarea mineralelor argiloase).

Concentratele de minerale grele prezintă o compoziţie mineralogică asemănătoare, indicînd un aport de material detritic din aria şisturilor cristaline, influenţa formaţiunilor eruptive neogene fiind sporadică. Mineralele predominante sînt ilmenitul, granatul şi uneori staurolitul şi distenul. Zirconul, rutilul şi epidotul participă în cantităţi subordonate. Celelalte minerale se întîlnesc în granule izolate. Mineralele exprimă un grad de prelucrare şi sortare redus, majoritatea fiind nerulate sau subrulate.

Pannonianul s. str.

În partea de sud-vest a Bazinului Transilvaniei, cea mai mare suprafaţă o ocupă depozitele pannonianului s. str., care acoperă transgresiv şi discordant depozitele sarmaţiene şi tortoniene, ajungînd pe fundamentul cristalin.

Cercetătorii anteriori au separat în pannonian două complexe : complexul inferior marnos-argilos şi complexul superior detritic. Delimitarea cartografică a celor două complexe nu este posibilă, existînd, pe distanţe mici, variaţii laterale de facies.

Complexul inferior este reprezentat prin marne cenuşii-verzui micacee, uneori cu ostracode, şi prin marne gălbui nisipoase.

Complexul superior apare bine dezvoltat la nord de valea Secașului de Miercurea, în dealul Drașovului, la nord de Miercurea Sibiului, în carierele de la Apoldu de Jos, la Sîngătin, Ludoș, Boz, Dostat, Spring, Păuca, fiind alcătuit din nisipuri gălbui, poligene, în pachete ce ajung pînă la 60 m grosime, care alternează cu marne și argile de circa 10 m grosime.

Fauna fosilă determinată din cele două complexe indică pannonianul s. str. și este reprezentată prin : *Paradacna lenzi* Hoern., *Dreissena caspia tenuissima* Sinz., *Congeria soceni* Jek., *Congeria banatica* Hörn., *Congeria ramphophora* Brus., *Congeria zujovici* Brus., *Congeria zigmondyi* Hal., *Pisidium costatum* Gorj. — Kramb., *P. protractum* Gorj. —Kramb., *Radix (Velutinopsis) velutina* (Desh.), *Replidacna* cf. *carpatina* Jek., *Unio psilodontum* Teiss., *Melanopsis vindobonensis vinobonensis* Fuchs., *Melanopsis fossilis* (Martini — Gmelin), *Melanopsis bouéi multicostata* Handm., *Theodoxus* sp., *Helix* sp., ostracode.

Pe dreapta văii Secașului de Miercurea, la sud de dealul Drașovului, Victoria Lubenescu menționează următoarea faună de amestec : *Ervilia podolica dissita* Eichw., *Pirenella picta picta* Eichw., *Cardium* sp., *Melanopsis vindobonensis vindobonensis* Fuchs., *Melanopsis* af. *fossilis* (Martini-Gmelin)., cantonată în nisipuri grosiere cenușiu-albicioase cu lentile de pietrișuri.

Prin poziția geografică a acestui punct fosilifer, între cel de la Lopadea și cel de la Săcădate, se generalizează fenomenul de amestec de faună sarmațiană și pannoniană, care capătă astfel un caracter regional.

Cercetările din ultimii ani au adus numeroase precizări în aprecierea vîrstei depozitelor de deasupra sarmațianului din Bazinul Pannonic. Astfel, s-a ajuns la concluzia că partea inferioară a acestor depozite, denumită pannonian s. str., poate fi echivalată cu bessarabianul superior, kersonianul și meoțianul din Bazinul Euxino-Caspic, iar partea superioară, denumită ponțian s. str., poate fi echivalată cu ponțianul extracarpatic.

Concluziile rezultate în urma cercetărilor noastre de teren ne îndreptățesc să ne asociem acestui punct de vedere, remarcînd faptul că în regiunea studiată este prezent numai pannonianul s. str., evoluția marină a Bazinului Transilvaniei încheindu-se înainte de transgresiunea ponțianului s. str.

Cuaternarul

Cuaternarul este reprezentat prin depozite aparținînd pleistocenului și holocenului.

Pleistocenul, pe lîngă conurile de dejecție și depozitele de piemont, cuprinde și depozite loessoide. Acestea apar pentru prima dată separate pe o hartă geologică a regiunii, la Săsciori, pe dreapta văii Sebeș, avînd o grosime între 6 și 25 m, și la nord de localitatea Drîmbar, pe botul de deal dintre valea Hăpria și valea Mureșului, unde ating o grosime de 20 m.

Holocenul este alcătuit din pietrișurile și nisipurile terasei inferioare de la Sebeș și din depozitele șesului aluvial, larg dezvoltate pe văile principale din regiune. De asemenea, tot aici se încadrează și deplasările de

teren care afectează depozitele pelitice ale tortonianului, sarmaţianului şi pannonianului s. str.

TECTONICA

Faţă de cele cunoscute din cercetările anterioare, prin lucrările noastre s-a stabilit existenţa unui sinclinal în depozitele tortoniene şi sarmaţiene din zona Răhău — Gîrbova — Dobîrca — Apold, paralel cu rama muntoasă, şi a unui anticlinal numit Răhău — Cîlnic, care scoate în ax, pe Valea Caselor — Răhău, argilele negricioase şistoase, disodiliforme, tortoniene.

Sesizarea acestor structuri, dovedeşte că depozitele sedimentare nu au o poziţie monoclinală, cu căderi spre centrul bazinului, ci au fost antrenate, chiar de la ramă, în deranjamente plicative.

Structurile semnalate de cercetătorii anteriori în depozitele pannoniene par să fie nişte pseudostructuri şi se datoresc caracterului sedimentării încrucişate, fenomen manifestat frecvent în faza de colmatare a unui bazin.

NEW DATA ON THE GEOLOGY OF THE OCNA SIBIULUI — ALBA-IULIA — SEBEŞ REGION (SOUTH-WEST OF THE TRANSYLVANIAN BASIN)

ABSTRACT

Geological prospections carried out in the south-western part of the Transylvanian Basin led to a series of results which complete the overall geological picture.

In this region, the Upper Anteproterozoic appears as the frame of the basin, being represented by paragneisses, ocular gneisses, quartz shales.

The Mesozoic is formed in the Săsciori-Dumbrava zone of sandstones, clays and marly limestones, rich in senonian fossils. From among these deposits, first mention is made of a site with fossil flora on Zapodia Săsciorului Valley.

Microfacial investigation and the study of heavy minerals showed that the Upper Santonian is represented by a neritic-marine facies of subgraywacke, in which the constituent elements display a reduced degree of sorting and rolling, assuming a rapid transport and a quick sedimentation.

The Eocene appears for the first time on the geological map of the region, on the Dobîrca and Apold Valleys, being dated by means of the nummulites and the macrofauna contained by sands, clay marls and lime breccias.

The arkosian character and the poor sorting of the material disclose the formation of eocene deposits in the neritic seashore zone.

The Aquitanian-Burdigalian (red complex) was cartographically reported in the Dobîrca-Apold zone, too, where it was unknown before.

As to the Tortonian, the paper stresses its pelitic character. The white marls with globigerines represent a 1 : 1 mixture of lime and clay minerals, the latter being constituted of successive layers of montmorillonite and illite.

First mention is made of macrofauna existing in the upper tortonian marls of the Apold Valley. Mineralogical composition of concentrates indicates as marine source of detrital deposits the cristalline mesozonal shales and in a lesser but constant degree the neogene eruptive formations. Minerals are exclusively of hologenic nature and generally little processed by abrasion and poorly sorted, which suggests a continuous settling process, in quiet basins, near the source.

The Volhynian-Lower Bessarabian comprises at the base a pelitic complex — which is supposed to include also the Buglovian, as we have no cartographical separation criterion —, and a psammitic-psephitic complex at the upper part. These two complexes are rich in fossils.

A special remark was made as regards the sarmation deposits on the Apold Valley where the upper psammitic-psephitic complex no longer develops, the settling occurring during the whole Sarmatian under the conditions of a more quiet and perhaps deeper sea, just near the shore. Microfacial investigation shows a deepening of the basin and an accumulation of pelitic deposits which favoured the appearance of diagenetic processes (compactisation of clay minerals).

Minerals display a reduced degree of processing and sorting, most of them being unrolled or unde-rrolled.

The Pannonian (sensu stricto) is represented by the lower marl-sand complex and by the upper complex made of gravel and sands with torrential bedding.

As to the Quaternary, first mention is made of the loess deposits at Săsciori-Dumbrava.

BIBLIOGRAFIE

Ager D. V. (1963), *Principles of Paleocology*, McGraw-Hill, New York.

Bucur I. (1970), *Considerații privind ansamblul structural de adîncime din depresiunea Transilvaniei*, D. S. Inst. geol., LV (1967—1968).

Ciupagea D., Ichim T., Popa M., Opran A. (1967), *L'influence du sel sur la tectonique des dépots miocènes supérieurs de la dépression de Transylvanie*, Carp.-Balk. Géol. Assoc., VIII Congr., Belgrad.

Ciupagea D., Paucă M., Ichim Tr. (1970), *Geologia Depresiunii Transilvaniei*, Edit. Academiei R.S.R., București.

Ilie M. (1953), *Cercetări geologice în bazinul Transilvaniei (reg. Aiud — Teiuș — Alba Iulia — Ocna Sibiului)*, D. S. Inst. geol., **XXXVII** (1949—1950).

— (1955), *Cercetări geologice în bazinul Transilvaniei (reg. Alba Iulia — Sibiu — Făgăraș — Rupea)*. An. Com. geol., **XXXVII**.

Koch A. (1894—1900), *Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landestheile. I Paleogen, II Neogen*, Budapesta.

Marincaș Valeria (1952), *Contribuții la studiul cretacicului superior din regiunea Sebeș*, Acad. R.P.R., St. cerc. șt., **III**, *3*, Cluj.

— (1965), *Nerineele din facîesul de Gosau de la Sebeș*, St. Univ. „Babeș-Bolyai", geol.-geogr., **II**, Cluj.

Maxim I. (1965), *Asupra prezenței unor blocuri de calcare eocene și tortoniene răspîndite în regiunea Dobîrca (Sebeș — Sibiu)*, Soc. șt. nat.-geogr., **III**.

— (1968), *Cercetări asupra foraminiferelor miocene de la Dobîrca (Sibiu — Sebeș)*, Bul. Soc., geol., **X**.

Tomescu Camelia (1970), *Orizontarea santonianului de la Săsciori-Sebeș pe baza echinoidelor*, D. S. Inst. geol., **LV**.

Primit în redacție 12 martie 1972

Întreprinderea geologică de prospecțiuni

ILIE HUICĂ - VICTORIA LUBENESCU

SCHIȚA GEOLOGICĂ A REGIINII SEBEȘ - MIERCUREA SIBIULUI - FÎNTÎNELE

0 1000 3000 4500 6000 7500 m

LEGENDĂ

CUATERNAR	Holocen	gh_2	superior - șes aluvial
		gh_1	inferior - terasă
	Pleistocen	g pl	superior - loess
NEOZOIC	Neogen	pn	Pannonian s. str.
		$ih-bs_1$	Sarmațian (volhinian - bessarabian inf.)
		to	Tortonian
		aq-bd	Acquitanian - burdigalian
	Paleogen	pg.e	Eocen mediu
MEZOZOIC	Cretacic	cr_2 sn	Senonian
ANTEPROTEROZOIC	superior	crs	Paragnaise, gnaise oculare, șisturi cuarțit.

T Punct fosilifer-macrofauna

Punct fosilifer - Flora

Ax de anticlinal

Ax de sinclinal

F Falie

Fig 1

ASUPRA AGLOMERATELOR ANDEZITICE ÎNTÎLNITE ÎN DEPOZITELE TORTONIAN SUPERIOARE DIN CULOARUL CHIOARULUI (JUD. MARAMUREȘ)

DE

IOAN KALMÁR și DOINA ORANIA-IONESCU

55(05)

Într-una din lucrările noastre anterioare (I. Kalmár și Doina Ionescu, 1971) am semnalat existența unor fragmente de andezite piroxenice într-un nivel de aglomerate de la baza tortonianului superior din zona Coaș — Remetea — Ciolt (jud. Maramureș). Cum asemenea roci nu au mai fost citate în tortonian, pentru precizările pe care le-ar aduce în legătură cu caracterul magmatismului presarmațian din Bazinul Baia-Mare, am considerat utilă semnalarea lor și la vest de insula cristalină a Prelucii[1].

Asupra sectorului la care ne referim există numeroase lucrări publicate (Emilia Saulea și Aurelia Bărbulescu 1957; F. Marinescu și Iosefina Marinescu, 1962; St. Ioniță, 1964; Gh. Mărgărit și Maria Mărgărit, 1968; L. Voiculescu și V. Ghiurca, 1969), precum și rapoarte geologice (M. Chiriac[2], Emilia Saulea[3], St. Ioniță[4], Al. Lăcătușu[5]). Singurul autor care își exprimă o opinie în legătură cu rocile studiate de noi este V. Ghiurca[6], care face separații în tufurile din Culoarul Chioarului și menționează prezența unor aglomerate la baza acestora[7].

---

[1] I. Kalmár, Doina Orania-Ionescu (1969), *Prospecțiuni geologice pentru pegmatite feldspatice și micacee în Munții Lăpușului, zona Remetea, și în Munții Țicăului (jud. Maramureș și Sălaj)*, arh. M.M.P.G.

[2] M. Chiriac (1952) *Raport asupra regiunii Răstoci — Valea Morii — Șomcuta Mare*, arh. M.M.P.G.

[3] Emilia Saulea (1953), *Raport geologic. Regiunea Țicău — Iadăra, regiunea Baia Mare*, arh. M.M.P.G.

[4] St. Ioniță (1960), *Raport geologic asupra regiunii Vărai — Curtuiuș — Lăpușel — Șomcuta*, arh. M.M.P.G.

[5] Al. Lăcătușu (1966), *Prospecțiuni geologice pentru minerale utile nemetalifere, nisipuri cuarțoase, în zona Șomcuta (Coaș — Trestia, reg. Maramureș)*, arh. M.M.P.G.

[6] V. Ghiurca (1970), *Neogenul din Bazinul Baia Mare*, teză de doctorat, Univ. București, Fac. geol. — geogr.

[7] V. Ghiurca, comunicare personală (1971).

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 17, nr. 2, p. 413–417, București, 1972

În Culoarul Chioarului, peste depozitele cretacic superioare se dispune discordant seria argilelor vărgate inferioare, dezvoltate în facies marginal, detritic, grosier. Urmează seria marină inferioară, inclusiv gresia de Racoți, inseparabilă de stratele de Turbuța (stratele de Stejerea — Gr. Răileanu, Emilia Saulea, 1956) care suportă seria cal-

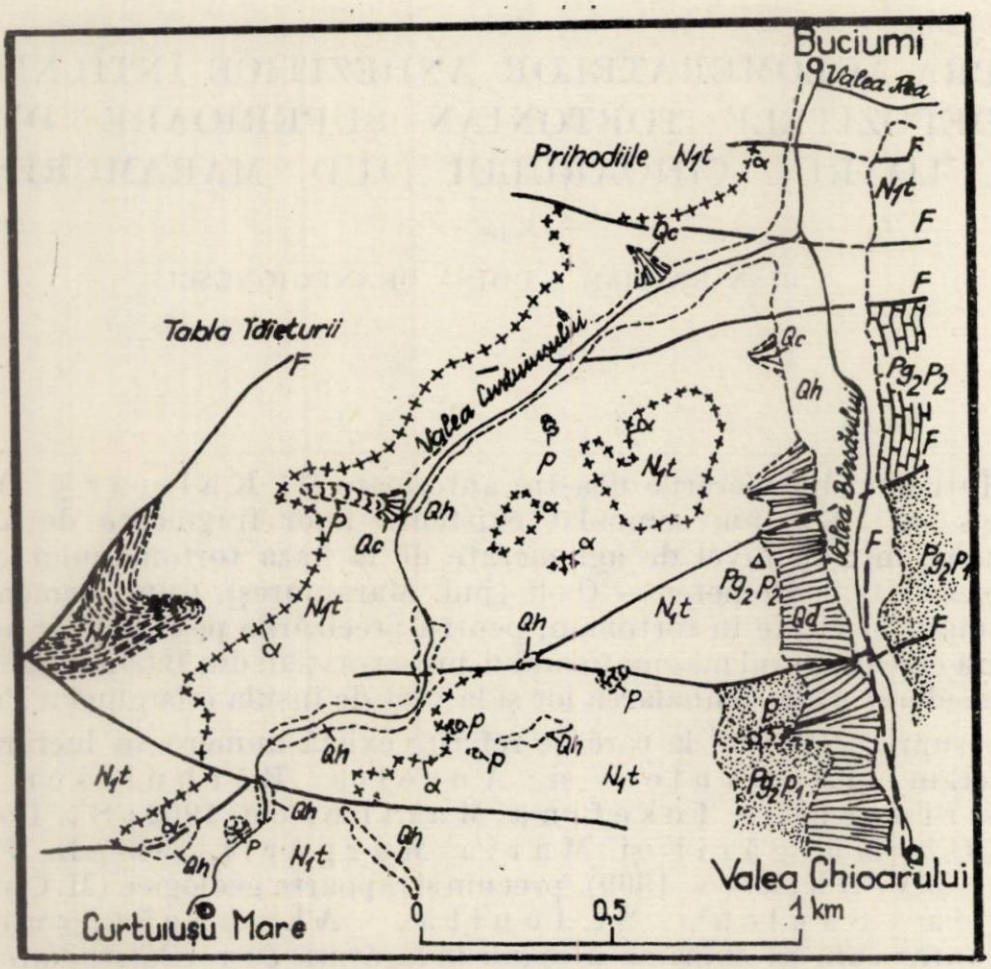


Fig. 1. — Harta geologică a sectorului cuprins între valea Bîrsăului și valea Curtuiușului (com. Valea Chioarului, jud. Maramureș), după datele autorilor.

Qh, Cuaternar; *Qd*, deluviu; *Qc*, conuri de dejecție; *p*, pornituri; N_1s, sarmațian; N_1t, tortonian superior; α, nivel de aglomerate andezitice; Pg_2p_2, seria calcaroasă; Pg_2p_1, stratele de Stejerea; *F*, falii.

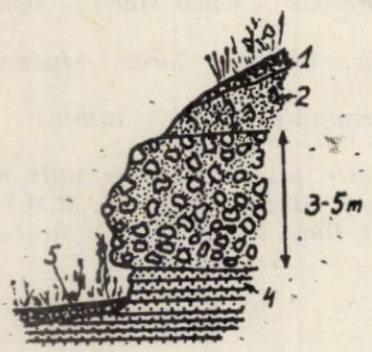


Fig. 2. — Aflorimetrul dintr-o rîpă din versantul drept al văii Curtuiușului Mare.

1, Sol vegetal; *2*, nisip argilos cu cochilii de ostreide și fragmente de briozoare; *3*, banc de aglomerat cu elemente de andezit, șisturi cristaline, gresii și tufuri albe; *4*, gresii tufitice argiloase; *5*, aluviuni.

caroasă. Discordant peste acestea se dispun petice de depozite continental-fluviatile grosiere cu megabrecii de cristalin, fragmente de riolite și de calcare jurasic superioare, urmate de transgresiunea tortonian superioară (fig. 1). Acesta este reprezentat printr-o alternanță de nisipuri tufacee-calcaroase, gresii tufacee, calcare de tip Leitha și nivele discontinui de tufuri dacitice vitro-litocristaloclastice în care la microscop se observă prezența cuarțului (magmatogen și detritogen), a plagioclazului acid (5—13% An), a sanidinei și a unor sporadice foițe de biotit într-o masă de fragmente fine de sticlă uneori ușor devitrificată.

La 20—25 m de la baza tortonianului superior, pe interfluviul dintre valea Bîrsăului și valea Curtuiușului (com. Valea Chioarului) și pe versantul stîng al văii Curtuiușului (pînă aproape de satul Buciumi) se poate urmări un banc de aglomerate și lapillite de 2—6 m grosime. În aceste aglomerate, într-o masă de bază cineritică vitroclastică uneori bine cimentată, apar fragmente de 0,5—3 cm (ajungînd uneori la 12 cm) de andezit piroxenic, alături de fragmente de tufuri albe, de gresii, de șisturi cuarțitice cu două mice, identice cu cele din Masivul Țicău (fig. 2).

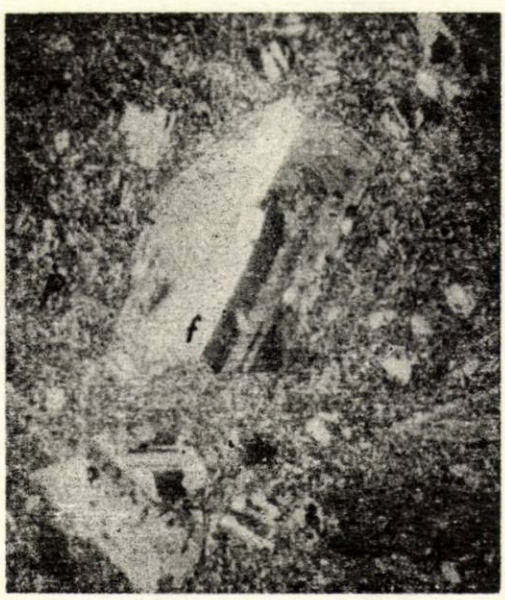


Fig. 3. — Andezit : *p*, pastă ; *f*, feldspat plagioclaz ; *px*, piroxen.

Andezitul apare în fragmente neregulate, rotunde, colțuroase sau răsucite, cu suprafață rugoasă, fără urme de transport. La microscop se prezintă surprinzător de proaspăt (fig. 3). În tabelul nr. 1 reproducem analiza planimetrică, dimensiunile mineralelor și determinările de plagioclaz.

Analiza chimică din tabelul nr. 2 permite stabilirea parametrilor petrochimici și încadrarea rocii în provincia petrografică calcoalcalină.

Apare îndoielnic faptul că aceste roci ar fi provenit din aria vulcanitelor de Baia Mare, situată la circa 20 km ; sursa de emisie a acestor aglomerate trebuie căutată în apropiere. Aparatul vulcanic de la Valea Chioarului poate fi una din sursele posibile, fără să excludem existența altora, situate mai spre nord, sub stiva depozitelor tortoniene și sarmațiene, în zonele de intersecție a sistemelor de fracturi ENE—VSV și NV—SE.

Prezența unor fragmente de andezite în aglomerate, în stiva depozitelor vulcanogen-sedimentare tortoniene superioare indică o activitate

Tabelul nr. 1

Compoziția mineralogică a andezitelor* din aglomeratele tortoniene, valea Curtuiușului Mare – com. Valea Chioarului

Mineralul	Dimensiunea (mm)	Participația (%)	Observații
Feldspat plagioclaz	0,20 –1,55	28,00	zonat centru 78% An margine 16% An
Augit Hipersten	0,25 –0,70 0,10 –0,40	3,19 2,65	parțial uralitizați
Cuarț	0,05 –0,20	3,30	intens corodat cu inele de reacție
Pasta hialopilitică	0,002–0,02	56,52	cristale fine de plagioclaz cu 40% An și de pioxeni (uralitizați) într-o masă de sticlă brună
Calcit Minerale argiloase Minerale opace	0,002–0,20	4,42	pe fisuri și pe marginea fragmentelor
Zircon Rutil Titanit Apatit	0,002–0,08	1,92	–
Total		100,00	

* Structura porfirică, hialopilitică, pilotaxtitică, textura masivă sau fluidală.

Tabelul nr. 2

Analiza petrochimică* a unei probe de andezit din aglomerate (com. Valea Chioarului)

	%					
SiO_2	57,32	al	=	28		
TiO_2	0,85	c	=	20		
Al_2O_3	16,04	fm	=	42		
Fe_2O_3	1,99	alk	=	10		
FeO	4,97	si	=	169		
MnO	0,20	mg	=	0,57		
MgO	5,51	c/fm	=	0,48		
CaO	6,46	k	=	0,38		
Na_2O	2,53	(magmă dioritică)				
K_2O	2,08	minerale normate după Niggli				
$H_2O + 150°$	1,25	ap	=	0,39	or	= 4,32
CO_2	0,15	rut	=	0,72	ab	= 6,27
SO_3	0,15	py	=	0,39	an	= 20,15
P_2O_5	0,20	gips	=	0,26	cs	= 0,62
Cl	0,20	cc	=	0,20	en	= 18,02
Total	100,00	hal	=	0,59	fs	= 8,62
		rod	=	0,39	ky	= 3,14
					qz	= 35,91

Q = 36,5 ; L = 31,3 ; M = 32,2

Feldspatul : $An_{76,7}$ $Ab_{23,3}$

* Analizat; chimist M. Ispas, Lab. I.G.P., București.

magmatică complexă în cursul căreia s-au produs diferenţieri importante.

În lanţul eruptiv Oaş—Gutîi—Ţibleş nu cunoaştem termeni andezitici în stiva erupţiunilor din faza I, tortoniană; asemenea roci nu sînt cunoscute nici în tortonianul Munţilor Apuseni. De aceea am considerat utilă semnalarea lor pentru o eventuală lucrare de sinteză asupra magmatismului neogen din ţara noastră.

SUR LA PRÉSENCE DES AGGLOMÉRATS ANDÉSITIQUES DANS LE TORTONIEN DU COULOIR DE CHIOAR (DÉPARTEMENT DE MARAMUREŞ)

RÉSUMÉ

Dans cette note, les auteurs signalent et décrivent un niveau d'agglomérats andésitiques situés près de la base des dépôts sablonneux — calcaires — tufacé rhyodacitique, d'âge tortonien — (badénien) — supérieur, du Couloir de Chioar (NW de la Transylvanie).

Les analyses chimiques confirment les observations microscopiques concernant leur caractère andésitique. Les formes peu roulées et les dimensions des éléments plaident pour une origine de la proximité immédiate. C'est l'apparition la plus ancienne des andésites de la zone éruptive néogène de la chaîne Oaş—Gutîi—Tibles; les suivantes sont connues à peine au commencement du Sarmatien.

BIBLIOGRAFIE

Ioniţă S. (1964), *Mezozoicul şi Paleogenul din regiunea Vărari — Curtuiuş — Gaura (Valea Chioarului)*, D. S. Com. geol., **L**/1 (1962—1963).

Kalmár I., Ionescu Doina (1971), *Consideraţii asupra vulcanismului din partea de NV a Masivului Preluca (judeţul Maramureş)*, D. S. Inst. geol., **LIV**/I.

Mărgărit Gh., Mărgărit Maria (1968), *Orizontarea paleogenului din zona Văii Chioarului*, St. cerc. geol., geof. geogr., Seria geologie, **14**, *2*.

Marinescu Fl., Marinescu Iosefina (1962), *Contribuţii la cunoaşterea Paleogenului şi Neogenului din colţul de NV al masivului Preluca*, D. S. Com. geol., **XLIII**.

Răileanu Gr., Saulea Emilia (1956), *Paleogenul din regiunea Cluj şi Jibou (NV bazinului Transilvaniei)*, An. Com. geol., XXIX.

Saulea Emilia, Bărbulescu Aurelia (1957), *Contribuţii la cunoaşterea Miocenului din regiunea Ţicău — Iadăra (bazinul Baia Mare)*, An. Univ. „C. I. Parhon", **15**.

Voiculescu L., Ghiurca V. (1969), *Cercetări mineralogice asupra gresiilor şi a calcarelor tortoniene superioare din bazinul Baia Mare*, Stud. Univ. „Babeş-Bolyai" Cluj, Seria geol.-geogr., fasc. 1.

Primit în redacţie la 5 februarie 1972

Institutul de studii şi proiectări pentru îmbunătăţiri funciare

PRECIZĂRI ASUPRA VÎRSTEI ȘI POZIȚIEI STRATELOR DE LUNCA DIN SINCLINALUL HĂGHIMAȘ

DE

CORNELIU DINU, VASILE MATEI

55(05)

Flancul extern al sinclinalului Hăghimaș prezintă în zona de la izvoarele Trotușului o structură geologică particulară, dată de existența anticlinalului Lunca, prelungire sudică a crestei Dămucului. În lungul acestui anticlinal apar în cîteva butoniere depozite ale fundamentului cristalin, acoperite discordant de formațiuni triasice, jurasice sau cretacice, cu diferiți termeni ai lor.

Regiunea a făcut obiectul de studiu al mai multor cercetători, de-a lungul timpului, care și-au adus contribuția la rezolvarea problemelor de stratigrafie și tectonică din această zonă. Una din problemele discutate ale stratigrafiei depozitelor din anticlinalul Lunca o constituie vîrsta și conținutul stratelor de Lunca. Definite inițial ca strate cu *Aptychus* (I. Băncilă, 1941), iar apoi denumite strate de Pojorîta — Lunca (1958), ele cuprind în accepțiunea acestui autor : „orizontul bazal al cretacicului de fliș compus din calcare marnoase și calcare nisipoase, cenușii sau roșii, cu rare resturi de *Aptychus lamellosus* și *Aptychus seranonis*, forme ce indică cretacicul inferior (berriasianul)".

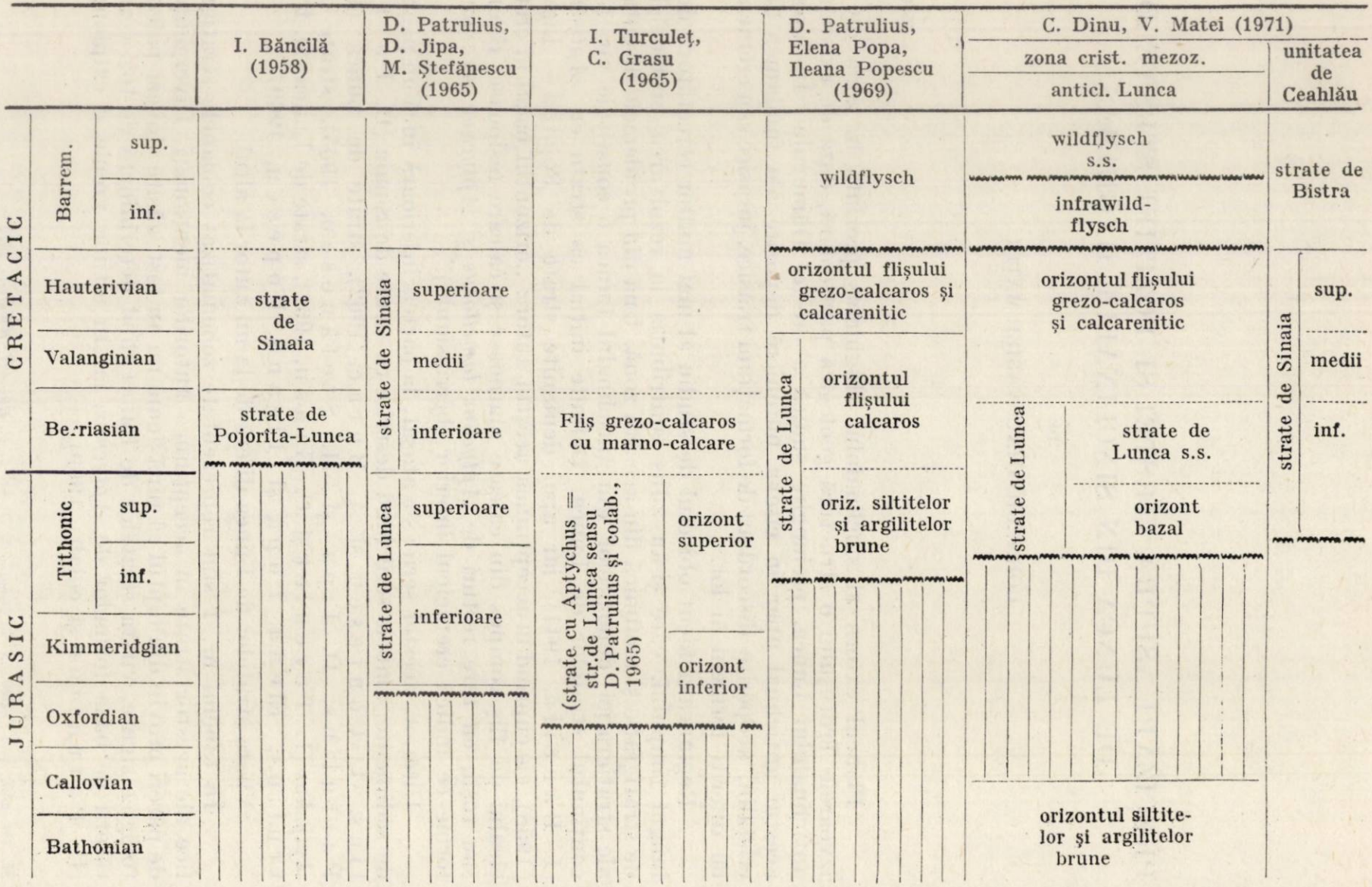
Ulterior, acestei serii i s-a atașat, la partea inferioară încă un pachet de sedimente, ambele serii fiind descrise ca strate de Sinaia (D. Patrulius, L. Contescu și A. Butac, 1962), strate de Lunca (D. Patrulius, D. Jipa și M. Ștefănescu, 1965), strate cu *Aptychus* (I. Turculeț și C. Grasu, 1962), strate de Lunca (D. Patrulius, Elena Popa și Ileana Popescu, 1969).

Vîrsta stratelor de Lunca diferă de la un autor la altul.

În tabelul nr. 1 sînt reprezentate schematizat coloanele stratigrafice ale acestor strate în accepțiunea autorilor menționați. Divergențele de păreri provin din faptul că pînă acum nu au fost găsite dovezi paleontologice sigure, vîrsta stratelor de Lunca fiind determinată de toți cercetătorii pe baza formelor de *Aptychus*, iar în ultima vreme și calpionele (D. Patrulius și colab., 1969).

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 17, nr. 2, p. 419–424, București, 1972

Tabelul nr. 1


I. Băncilă (1958)
D. Patrulius, D. Jipa, M. Ștefănescu (1965)
I. Turculeț, C. Grasu (1965)
D. Patrulius, Elena Popa, Ileana Popescu (1969)
C. Dinu, V. Matei (1971)
zona crist. mezoz.
anticl. Lunca
unitatea de Ceahlău
CRETACIC
JURASIC
Barrem.
sup.
inf.
Hauterivian
Valanginian
Berriasian
Tithonic
sup.
inf.
Kimmeridgian
Oxfordian
Callovian
Bathonian
strate de Sinaia
strate de Pojorîta-Lunca
strate de Sinaia
superioare
medii
inferioare
strate de Lunca
superioare
inferioare
Fliș grezo-calcaros cu marno-calcare
(strate cu Aptychus = str.de Lunca sensu D. Patrulius și colab., 1965)
orizont superior
orizont inferior
wildflysch
orizontul flișului grezo-calcaros și calcarenitic
strate de Lunca
orizontul flișului calcaros
oriz. siltitelor și argilitelor brune
wildflysch s.s.
infrawild-flysch
orizontul flișului grezo-calcaros și calcarenitic
strate de Lunca
strate de Lunca s.s.
orizont bazal
orizontul siltite-lor și argilitelor brune
strate de Bistra
strate de Sinaia
sup.
medii
inf.

Într-o notă anterioară[1] am arătat că depozitele care constituie orizontul siltitelor şi argilitelor brune (strate de Lunca inferioară, sensu D. Patrulius şi colab., 1969) au vîrsta bathonian-callovian, dată de prezenţa a numeroase forme de *Bositra buchi* (Römer). În aceeaşi notă am propus restrîngerea denumirii de strate de Lunca, deoarece rocile ce alcătuiesc orizontul lor inferior aparţin unui ciclu de sedimentare independent (bathonian-callovian), fără nici o legătură cu orizontul superior. În accepţiunea noastră, deci, stratele de Lunca cuprind numai orizontul flişului calcaros (stratele de Lunca superioare sensu D. Patrulius şi colab., 1969).

Stratele de Lunca au un caracter transgresiv evident, venind în contact cu diverşi termeni mai vechi : cu orizontul siltitelor şi argilitelor brune (în văile Întunecoasă, Ontoloc, Iavardi), cu dolomitele triasice (în valea Iavaradi) sau cu şisturile cristaline (valea Iavardi şi afluenţii pe dreapta ai pîrîului Biucavaş). Pe majoritatea profilelor unde se observă contactul dintre stratele de Lunca şi formaţiunile mai vechi, în baza primelor se poate separa un orizont (maxim 30 m grosime) cu o constituţie litologică deosebită. Rocile constitutive sînt : calcare nisipoase, calcare marnoase, siltite şi marne ; ele au culori roşii, cenuşii sau verzi, uneori cu intercalaţii de brecii care, pot atinge 1 m grosime. La alcătuirea breciilor iau parte elemente de 2—40 cm diametru, din şisturi cristaline, dolomite, calcare, gresii şi siltite brune, prinse într-o matrice grezoasă, bine cimentată. Acest pachet reprezintă ceea ce I. Băncilă (1958) a descris ca strate de Pojorîta—Lunca, iar D. Patrulius şi colab. (1969) ca pachet inferior de strate cu *Aptychus*. Acest orizont identic, ca entitate litologică, cu stratele de Pojorîta — Lunca (I. Băncilă, 1958) l-am denumit orizontul bazal al stratelor de Lunca, pentru a evita confuziile la care ar fi putut da naştere prima denumire. Menţionăm că roci de tipul marnelor, calcarelor marnoase şi grezoase roşii şi verzi din acest orizont nu se mai găsesc la alte nivele în succesiunea stratelor de Lunca. Cu acest orizont începe un nou ciclu de sedimentare, ce urmează ciclului bathonian-callovian, în care s-au depus siltitele şi argilitele brune.

În nordul regiunii, pe un afluent al pîrîului Biucavaş şi pe culmea dintre acesta şi ultimul afluent pe dreapta, în orizontul bazal al stratelor de Lunca am identificat două puncte fosilifere cu faună de amoniţi, asociaţi cu numeroase forme de *Aptychus*. Primul punct fosilifer (din care am cules majoritatea formelor) este amplasat la circa 1 800 m vest de pîrîul Biucavaş, pe drumul de culme dintre ultimii afluenţi de dreapta ai acestuia, iar al doilea la circa 250 m mai la sud de primul, în firul văii.

Asociaţia de faună determinată este următoarea :

Berriasella praecox Schn.
Berriasella sp. ex. gr. *B. richteri* Opp. et *B. pontica* Retow.
Berriasella cf. *subrichteri* Retow.
Haploceras elimatum (Oppel) Zittel
Ptychophylloceras feddeni Waag.
Simoceras (*Nebrodites*) *broilii* Schn.

[1] C. Dinu, Prezenţa faciesului cu *Bositra buchi* (Römer) în flancul estic al sinclinalului Hăghimaş, la izvoarele Trotuşului, sub tipar.

Lytoceras liebigi Opp.
Berriasella cf. *praecox* Schn.
Haploceras sp., *Ptychophylloceras* sp., *Berriasella* sp.

Formele identificate sînt cantonate din punct de vedere stratigrafic, unele pe un interval mai larg, altele mai restrîns, însă toate sînt şi în tithonic. *Berriasella praecox* Schn. este citată de P. Donze şi R. Enay (1961) din tithonicul superior de la Chomerac (Franţa), iar *Simoceras (Nebrodites) broilii* Schn. este caracteristică tithonicului superior. Celelalte specii au un interval mai larg, cuprinzînd în general tithonicul, unele şi berriasianul, cu excepţia speciei *Ptychophylloceras feddeni* Waag., caracteristică pentru callovian, putînd ajunge însă şi în tithonic.

Întreaga asociaţie indică cu precizie vîrsta tithonic superioară a orizontului bazal al stratelor de Lunca.

Concordant peste orizontul bazal se dezvoltă stratele de Lunca sens strict, constituite dintr-o alternanţă de marno-calcare, marne, siltite, gresii marnoase cu rare intercalaţii de brecii, de culoare cenuşiu deschis, predominant calcaroase, formînd o serie tipică de preflиş, groasă de peste 500 m (Valea Întunecoasă). În această succesiune sau la baza ei (valea Covaci) apar silicolite, studiate în detaliu de I. Băncilă şi V. C. Papiu (1962), care le descriu ca jaspuri radiolaritice albe-gălbui, roşii, verzi, intens silicifiate.

Seria stratelor de Lunca trece la partea superioară la un fliş grezo-calcaros şi calcarenitic, foarte asemănător stratelor de Sinaia medii, bine dezvoltat pe Valea Întunecoasă.

Transgresiv peste flişul grezo-calcaros sau peste stratele de Lunca, prin intermediul unui conglomerat bazal, cu elemente caracteristice de diabaze amigdaloide, avînd matrice argiloasă, se dispune o serie marnoasă, siltitică, cenuşie negricioasă, cu sedimentaţie liniştită, avînd intercalate rare brecii. Acest nivel marnos constituie baza wildflysch-ului. El are o dezvoltare discontinuă datorită avansării wildflysch-ului propriu-zis, fiind bine deschis pe valea Covaci, de unde A. Baltreş[2] a recoltat forme de amoniţi caracteristici barremianului inferior.

Deci, ciclul de sedimentare început în tithonicul superior, sfîrşeşte în hauterivian, fiind reprezentat printr-o formaţiune de preflиş (strate de Lunca), continuate cu o formaţiune de fliş grezo-calcaros, la partea superioară. Începînd cu barremianul inferior se dezvoltă un nou ciclu de sedimentare, cu caractere deosebite, în facies de wildflysch.

La exteriorul anticlinalului Lunca se întinde aria de dezvoltare a stratelor de Sinaia, cu faciesul lor caracteristic, ale căror raporturi cu stratele de Lunca sînt considerate în ultima vreme ca fiind tectonice, de încălecare (D. Patrulius şi colab., 1969). În sudul regiunii la care ne referim, autorii menţionaţi au separat în stratele de Sinaia şi orizontul lor inferior (flişul cu şisturi satinate), peste care se dezvoltă flişul grezo-calcaros. Orizontul inferior al stratelor de Sinaia are un caracter de preflиş, în care predomină şisturile argiloase satinate, cenuşii deschise. Raporturile lor cu formaţiunile mai vechi nu sînt cunoscute, astfel încît partea lor bazală nu poate fi descrisă şi deci nici datată.

[2] Comunicare orală

În discuţia asupra vîrstei stratelor de Sinaia, D. P a t r u l i u s şi colab. (1969), citînd o faună de calpionele din orizontul flişului grezo-calcaros, pune problema ca o parte din orizontul inferior al stratelor de Sinaia să aparţină jurasicului.

Caracterul de prefliş al orizontului inferior al stratelor de Sinaia ne face să ne gîndim la asemănarea lui cu stratele de Lunca. Diferenţele de litologie dintre ele constau în aceea că stratele de Lunca au un caracter mai carbonatat, prezentînd mai multe intercalaţii de marno-calcare, ceea ce reflectă o sedimentaţie într-o zonă cu adîncime mai redusă. Dacă luăm în consideraţie zona de sedimentare a stratelor de Lunca, care a avut loc pe o ridicare (cordilieră), ce reprezintă prelungirea sudică a crestei Dămucului, ne explicăm diferenţele de litologie dintre acestea şi orizontul inferior al stratelor de Sinaia. Asemănarea litostratigrafică evidentă dintre depozitele orizontului flişului grezo-calcaros şi calcarenitic, ce urmează stratelor de Lunca în flancul vestic al anticlinalului Lunca, şi orizontul flişului grezo-calcaros al stratelor de Sinaia, dezvoltat la est, ne conduce la concluzia că ne găsim în acelaşi bazin de sedimentare ce aparţine albiei de fliş a geosinclinalului carpatic.

Existenţa unei creste ce a jucat în timp, permiţînd transgresiuni de mică amploare, a imprimat un caracter particular sedimentaţiei din această zonă. Se poate spune, deci, că stratele de Lunca reprezintă un facies al stratelor de Sinaia inferioare, cu dezvoltare locală. Faptul că în baza stratelor de Lunca am identificat o faună de amoniţi ce indică tithonicul superior, demonstrează că sedimentarea faciesului de fliş în geosinlinalul carpatic a început cel puţin în tithonicul superior, debutînd printr-o formaţiune de prefliş. Existenţa unei linii de încălecare între stratele de Lunca şi stratele de Sinaia admisă de D. P a t r u l i u s şi colab., (1969) rămîne o problemă deschisă.

Din relatările de mai sus rezultă următoarele concluzii :

1. Stratele de Lunca cuprind un orizont bazal gros de 30 m şi orizontul stratelor de Lunca sens strict.

2. Din orizontul bazal al stratelor de Lunca am recoltat pentru prima dată o faună de amoniţi, ce indică vîrsta tithonic superioară a acestui orizont.

3. Asemănarea dintre orizontul stratelor de Lunca sens strict şi orizontul inferior al stratelor de Sinaia este evidentă, diferenţele dintre ele fiind explicate prin condiţiile particulare în care s-au sedimentat stratele de Lunca.

4. Vîrsta, asemănarea şi poziţia stratelor de Lunca în raport cu stratele de Sinaia, ne îndreptăţeşte să le separăm ca un facies al stratelor de Sinaia.

5. Orizontul bazal al stratelor de Lunca reprezintă în acest caz un echivalent al orizontului bazal al stratelor de Sinaia, debutul ciclului de sedimentare al acestora fiind de asemenea tithonicul superior.

6. Zona de ridicare pe care s-au sedimentat stratele de Lunca reprezintă o cordilieră ce aparţine bazinului de sedimentare a flişului.

7. Anticlinalul Lunca cu depozitele sale aparţine domeniului de sedimentare a flişului şi nu zonei cristalino-mezozoice.

8. Linia centrală trasată la exteriorul anticlinalului Lunca rămîne o problemă deschisă.

NEW EVIDENCE ABOUT THE AGE AND POSITION OF LUNCA BEDS FROM HĂGHIMAȘ SYNCLINE]

ABSTRACT

For the first time, an ammonite fauna was identified within the Lunca Beds in the southern region of the Trotuș Valley. It comprises the following association: *Berriasella praecox* Schn., *B.* cf. *subrichteri* Retow., *B. sp.* ex gr. *B. richteri* Opp. et *B. pontica* Retow., *Haploceras elimatum* (Oppel) Zittel., *Ptychophylloceras feddeni* Waag., *Simoceras (Nebrodites) broilii* Schn., *Lytoceras liebigi* Opp., etc., some of them being index fossils for the lower Sinaia Beds.

This fauna indicates the Upper Tithonian age and is confined to the lowermost horizon of the Lunca Beds. The author brings new other precisions, too, which led him to the conclusion that the Lunca Beds represents a special lithological facies of the lower Sinaia Beds.

BIBLIOGRAFIE

Băncilă I. (1941), *Étude géologique dans les monts Hăghimaș-Ciuc (Carpathes-Orientales)*, Ann. Inst. Géol. Roum., **XXI**.

— (1958), *Geologia Carpaților Orientali*, Edit. științifică, București.

Băncilă I., Papiu V. C. (1962), *Asupra silicolitelor cretacice inferioare din cuveta marginală a Carpaților Orientali*, D. S. Com. geol., **XLVI** (1958—1959).

Donze P., Enay R. (1961), *Les céphalopodes du Tithonique inférieur de la Croix de Saint Concors près Chambéry (Savoie)*, Trav. Lab. Géol., Lyon., N. S., 7.

Mazenot G. (1939), *Les Palaeohoplitidae tithoniques et berriasiens du sud-est de la France*, Mém. Soc. Géol. France, **XVIII**, Paris.

Patrulius D., Contescu L., Butac Al. (1962), *Observații asupra flișului cretacic din valea superioară a Trotușului și împrejurimile orașului Miercurea Ciuc (Carpații Orientali)*, St. cerc. geol., **VII**, 3—4.

Patrulius D., Jipa D., Ștefănescu M. (1965), *Le flysch tithonique néocomien des Carpates Roumaines*, Carp.-Balk. Assoc. VII Congres (1965) Reports, part. II/1, Sofia.

Patrulius D., Popa Elena, Popescu Ileana (1969), *Structura pînzei bucovinice în partea meridională a masivului cristalin moldav (Carpații meridionali)*, An. Inst. geol., **XXXVII**.

Piveteau J. (1952), *Traité de paléontologie*, **2**, Paris.

Roman F. (1938), *Les ammonites jurassiques et crétacées*, **I**, **II**, Paris.

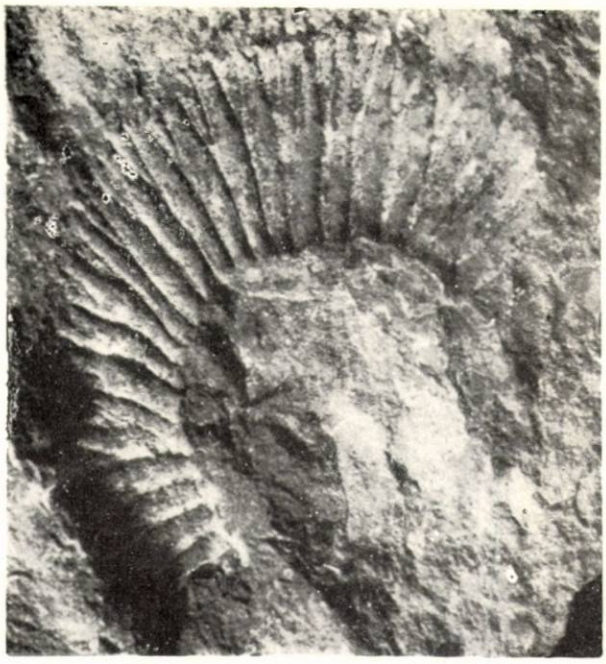
Săndulescu M. (1964), *Stratele de Sinaia și stratele de Bistra dintre Răchitiș și izvorul Ciobănașului (munții Ciucului)*, D. S. Com. geol., **L/II** (1962—1963).

— (1969), *Structura geologică a părții centrale a sinclinalului Hăghimaș*, D. S. Com. geol., **LIV/3** (1966—1967).

Turculeț I., Grasu C. (1965), *Asupra vîrstei „stratelor cu Aptychus" de la izvoarele Trotușului*, Anal. șt. Univ. „Al. I. Cuza" Iași, **XI**.

Primit în redacție la 12 octombrie 1971

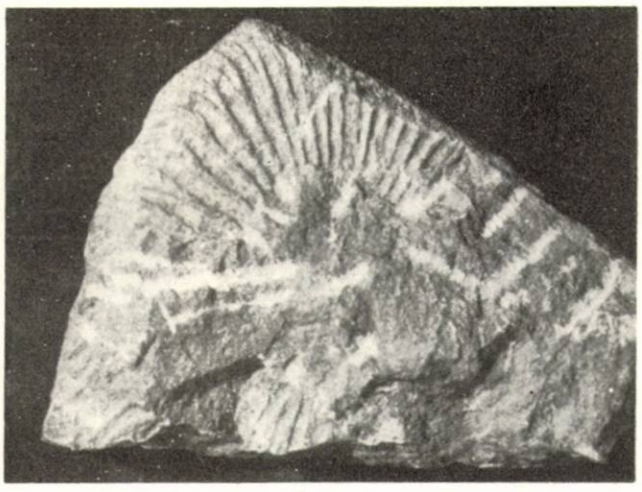
Institutul de petrol, gaze, geologie,
Întreprinderea geologică de prospecțiuni



1

2

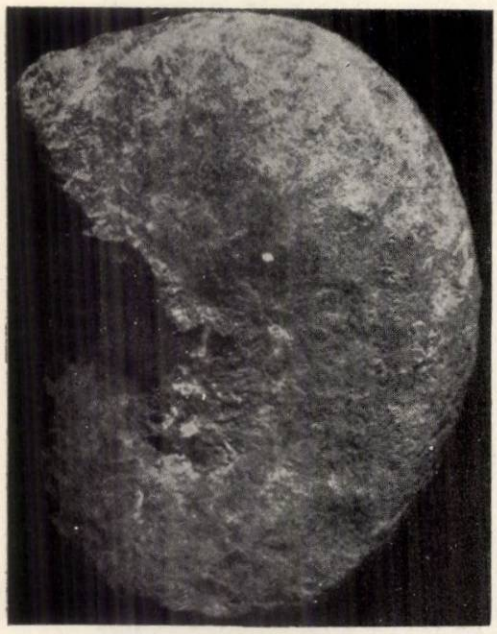
3



4

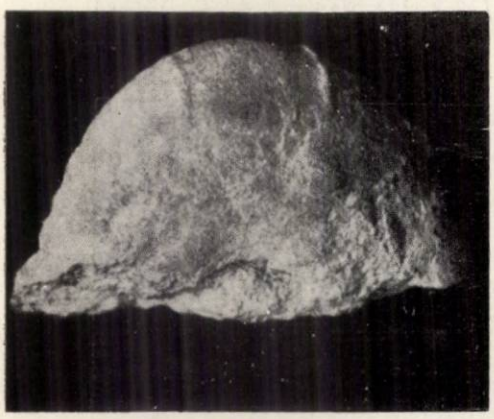
5

Fig. 1. — *Berriasella praecox* Schn. ; × 1,1.
Fig. 2. — *Berriasella praecox* Schn. ; × 1,1.
Fig. 3. — *Berriasella* sp. ex gr. *B. richteri* Opp. et *B. pontica* Retow.
Fig. 4. — *Berriasella* cf. *subrichteri* Retow ; × 1,1.
Fig. 5. — *Berriasella* cf. *praecox* Schn. ; × 1,2



6

7



8

10

9

Fig. 6. — *Haploceras elimatum* (Oppel) Zittel ; ×1,15.
Fig. 7. — *Simoceras* (*Nebrodites*) *broilli* Schn. ; × 1,1.
Fig. 8. — *Plychophylloceras feddeni* Waag. ; × 1,1.
Fig. 9. — *Haploceras* sp.
Fig. 10. — *Lytoceras liebigi* OPP. ; × 1,3.

GENUL *HANTKENINA* ÎN FACIESUL DE ȘOTRILE (CARPAȚII ORIENTALI)

DE

ELENA BRATU

55(05)

Speciile genului *Hantkenina* sînt deosebit de apreciate în microbiostratigrafia seriilor eocene din întreaga lume, pentru că ele se dezvoltă într-un interval de timp relativ scurt pe scara cronostratigrafică, iar punctele lor de apariție, deși destul de rare, cunosc o repartiție geografică intercontinentală foarte largă.

În comparație cu alte foraminifere planctonice, hantkeninele sînt reprezentate de obicei printr-un număr redus de exemplare, situație determinată de natura fragilă a testului, care poate prezenta caractere morfologice intacte numai în condiții optime de conservare.

Pe aria de răspîndire a foraminiferelor planctonice eocene din Carpații României, se cunoaște pînă în prezent o singură zonă cu hantkenine, legată în special de eocenul în facies de Șotrile din flancul de nord al sinclinalului Slănic. Depozitele în care se găsesc specii de *Hantkenina* apar la zi pe valea Leurzei (afluent stîng al văii Ialomița) și pe valea Prahovei (versant drept).

LITOLOGIE

Probele cu specii ale genului *Hantkenina* aparțin în exclusivitate părții inferioare-mijlocii a orizontului cu argile vișinii și cenușii (fig. 1), ce se dezvoltă în întregime pe o grosime de aproximativ 50 m în valea Leurzei. Aici se poate urmări un profil complet, de la marnele de Crevedia (baza eocenului mediu), pînă la orizontul șisturilor cenușii cu argile și intercalații de gresii (eocen superior) cu care se încheie depozitele în facies de Șotrile.

Succesiunea litologică a orizontului cu hantkenine este reprezentată de o alternanță aproape monotonă de argile și marne roșii-vișinii și cenușii, cenușii-verzui în strate centimetrice, care pe alocuri formează pachete de 10—15 cm grosime. Uneori, argilele cenușii și verzi prezintă cîte o crustă

St. cerc geol, geof., geogr, Seria geologie, t. 17, nr. 2 p. 425—434, București, 1972

brun-roşcată, brun-negricioasă. Totodată sînt vizibile şi rare intercalaţii de gresii de 1—3 cm grosime.

În baza acestui orizont se găseşte un pachet de argile şi marne şistoase de culoare cenuşie.

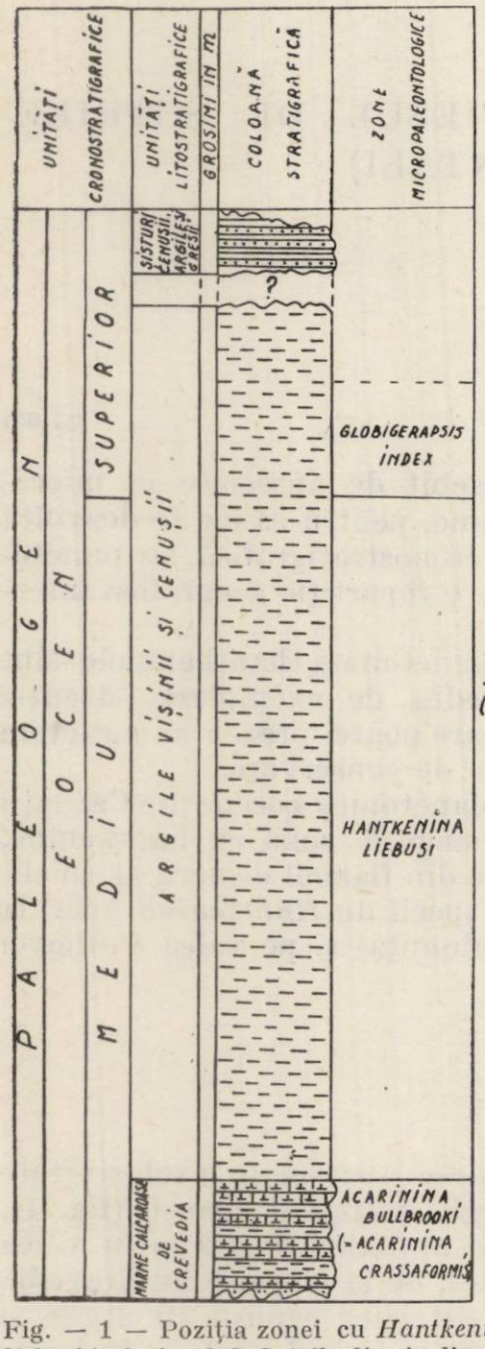


Fig. — 1 — Poziţia zonei cu *Hantkenina liebusi* în faciesul de Şotrile din sinclinalul Slănic (valea Leurzei — Carpaţii Orientali).

Zona cu *Hantkenina liebusi*

Această zonă este legată numai de orizontul cu argile vişinii şi cenuşii (fig. 1) şi se găseşte cuprinsă între zona cu *Acarinina bullbrooki* (= *Acarinina crassaformis*) din partea superioară a marnelor de Crevedia şi zona cu *Globigeropsis index* cantonată în argilele cenuşii din partea superioară a orizontului cu hantkenine.

Încă din primele nivele ale argilelor vişinii şi cenuşii se poate urmări explozia speciei *Cyclammina amplectens*, care se menţine concomitent cu apariţia şi dezvoltarea speciilor de *Hantkenina*.

În asociaţia micropaleontologică a zonei cu *Hantkenina liebusi* se recunosc, pe lîngă foraminiferele planctonice, numeroase specii de foraminifere aglutinante şi calcaroase bentonice, precum şi valve de ostracode, spiculi de spongieri şi dinţi de peşti.

Foraminiferele aglutinante, cu o distribuţie aproape uniformă în cuprinsul zonei, sînt reprezentate prin diferite specii ale genurilor : *Rhabdammina*, *Dendrophrya*, *Saccammina*, *Glomospira*, *Ammodiscus*, *Trochamminoides*, *Reophax*, *Haplophragmoides*, *Recurvoides* şi *Spiraplectammina*.

Dintre foraminiferele calcaroase bentonice, menţionăm existenţa a numeroase specii aparţinînd genurilor : *Dentalina*, *Nodosaria*, *Lagena*, *Globulina*, *Glandulina*, *Lenticulina*, *Marginulina*, *Gyroidina*, *Eponides*, *Anomalina*, *Chilostomella*, *Nonion* şi *Cibicides*.

În sfîrşit, foraminiferele planctonice cele mai reprezentative se pot raporta la speciile : *Globorotalia cerroazulensis frontosa* (Subbotina) sau *Subbotina frontosa* (Subbotina), *Acarinina pentacamerata* (Subbotina), *Acarinina rotundimarginata* Subbotina, *Globigerina linaperta* Finlay,

Globigerapsis kugleri Bolli, Loeblich and Tappan, *Catapsydrax dissimilis* (Cushman and Bermudez) cu foarte rare exemplare, precum și *Hantkenina liebusi* Shokhina, *Hantkenina aragonensis* Nuttall, *Hantkenina* aff. *dumblei* Weinzierl and Applin, *Hantkenina* aff. *longispina* Cushman.

Ord. **FORAMINIFERIDA** Eichwald, 1830

Subord. **ROTALIINA** Deloge and Hérouard, 1896

Suprafam. ***GLOBIGERINACEA***

Fam. **HANTKENINIDAE** Cushman, 1927

Subfam. **HANTKENININAE** Cushman, 1927

Genus **Hantkenina** Cushman, 1929

(Genotype **Hantkenina alabamensis** Cushman, 1929)

Hantkenina liebusi Shokhina, 1937

(pl. I, fig. 1, 3, 7, 8, 9,; pl. II, fig. 1, 2, 5, 6; pl. III, fig. 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7)

Hantkenina liebusi Shokhina, 1937, Probl. Paleont., Moscova., vol. II—III, p. 427, pl. II, fig. 2 a-b, 3; p. 428—432, text fig. 6—8, 11—13, 16—19, 20—25, 26—29, 35—45, 46—49.
Hantkenina cf. *liebusi* Shokhina, 1937, Probl. Paleont., Moscova, vol. II—III, p. 433, text fig. 56—57.
Hantkenina liebusi Cita, 1950, Inst. Geol. Paleont. Geograf. fis. Univ. Milano, ser. P., Publ. nr. 63, p. 96, pl. VIII, fig. 6.
Hantkenina (*Applinella*) *liebusi*, Bronnimann, 1950, Jour. Paleontology, vol. 24, nr. 4, p. 410—411, pl. 56, fig. 1—2, 18—19, 22—23.
Hantkennina liebusi Subbotina, 1953, Iskop. foram SSSR., Leningrad, VNIGRI, fasc. 76, p. 132, pl. I, fig. 11a—b.

Descriere. Test liber, plan spiral, de obicei involut biombilicat, cu 5—6 camere, ușor umflate, care cresc rapid, astfel că ultima cameră poate fi de două ori mai mare decît precedenta. Conturul testului oval alungit, iar periferia mai mult sau mai puțin lobată. Suturile adînci, drepte, uneori ușor curbate.

Camerele din ultima tură de spiră se prelungesc prin spini, lungi relativ subțiri, care de cele mai multe ori sînt rupți sau sparți.

Peretele testului fin, perforat și ușor transparent. Suprafața peretelui este netedă și lucioasă.

Apertura tripartită, dispusă pe marginea internă a ultimei camere, se caracterizează prin doi lobi bazali, cu o formă incompletă, și un arc superior. Diametrul cochiliei fără spini 0,30—0,45 mm.

Observații. Majoritatea exemplarelor figurate (pl. I, fig. 3,9; pl. II, fig. 1,2,6; pl. III, fig. 2,3,6) sînt identice cu formele tipice de *Hantkenina liebusi* descrise de V. A. Shokhina (1937).

Celelalte exemplare figurate, la care se observă numai o parte din caracterele tipice ale speciei (pl. I, fig. 1,7,8; pl. II, fig. 5; pl. III, fig. 5), precum și formele tinere (pl. III, fig. 1,7) cu trei sau patru camere au fost atribuite aceleiași specii.

De asemenea, se poate considera că și exemplarul din figura 4 din planșa III reprezintă o varietate intraspecifică.

Răspîndire. Specia *Hantkenina liebusi* este cunoscută mai ales din depozitele eocenului mediu din Dalmația (Iugoslavia) (A. Liebusi 1911), Caucazul de nord — U.R.S.S. (V. A. Shokhina, 1937; N. N. Subbotina, 1953), Moravia — Cehoslovacia (M. Vasicek, 1951; V. Pokorny, 1960), Lago di Garda — Italia (M. B. Cita, 1950), Bujakow — Polonia (F. Bieda și colab., 1963). De asemenea din faciesul Șotrile — România (E. Bratu, 1967).

Hantkenina aragonensis Nuttall, 1930

(pl. I, fig. 5; pl. II, fig. 4)

Hantkenina mexicana Cushman var. *aragonensis* Shokhina, 1937, Probl. Paleont., Moscova, vol. II—III, p. 436, pl. II, fig. 9—11.

Hantkenina aragonensis Subbotina, 1952, Iskop. foram. S. SSR, Leningrad, VNIGRI, fasc. 76, p. 130, pl. I, fig. 13.

Hantkenina aragonensis Bolli, Loeblich Jr., Tappan, 1957. Stud. foram. U.S.A. Nat. Mus. Bull. 215, p. 26, pl. 2.

Descriere. Test liber, plan spiral, biombilicat, cu 5—6 camere ușor umflate și largi, care trec treptat la spini scurți de obicei, rupți. Camerele separate de suturi adînci, ușor ondulate. Marginea periferică lobată. Peretele fin perforat transparent.

Diametrul cochiliei fără spini 0,50—0,72 mm.

Observații. Cele două exemplare figurate prezintă unele asemănări cu *Hantkenina liebusi* (în special fig. 4, pl. II), dar se deosebesc de aceasta din urmă prin principalele trăsături, descrise mai sus.

Răspîndire. Specia este citată de obicei în depozite de vîrstă eocen inferior—mediu (Nuttall, 1930) din Mexic, Trinidid, Barbados (P. Bronnimann, 1950), din eocenul mediu-superior în Cehoslovacia (M. Vasicek, 1951), U.R.S.S. (V. A. Shokhina, 1937; N. N. Subbotina, 1953), Polonia (Bieda și colab., 1963), Chile (R. Martinez, 1969).

Hantkenina aff. **longispina** Cushman, 1929

(pl. I, fig. 2, 4, 6)

Descriere. Test liber, plan spiral, cu 5 camere, care cresc gradat. Ultima cameră este aproape de două ori mai mare decît precedenta (caracter care o apropie de specia *H. liebusi*). Fiecare cameră se prelun-

geşte într-un spin lung şi drept. Periferia testului este uşor lobulată. Diametrul cochiliei fără spini 0,35—0,45 mm.

Observaţii. Exemplarele figurate pot fi intermediare între *H. liebusi* şi *H. longispina*, prin dispoziţia generală şi forma camerelor, precum şi prin direcţia spinilor.

După S h o k h i n a (1937) exemplarele mai tinere de *H. liebusi* sînt foarte asemănătoare cu *H. longispina*.

Răspîndire. Se găseşte de obicei în acelaşi interval stratigrafic şi pe aceeaşi arie de răspîndire geografică cu *H. liebusi* şi *H. mexicana*.

Hantkenina aff. **dumblei** Weinzrl and Aiepplin

(pl. II, fig. 3)

Descriere. Test liber, plan spiral, de formă uşor eliptică, format din 6 camere, vizibile în ultima tură de spiră. Suturile drepte, distincte. Ultimele două camere formează un unghi drept. Fiecare cameră este prevăzută cu spini groşi drepţi, relativ lungi. Diametrul cochiliei fără spini 0,60 mm.

Observaţii. Exemplarul figurat se aseamănă cu *H. liebusi* prin forma camerelor, dar în general este mai larg, mai turtit şi cu un număr mai mare de camere.

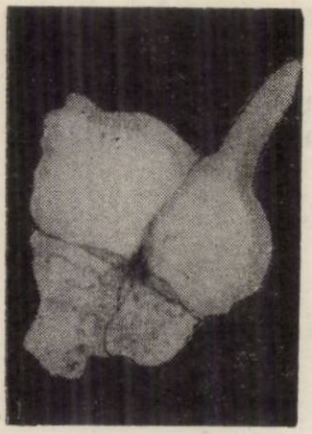
Răspîndire. Specia este cunoscută din aceleaşi puncte, unde apare şi *H. liebusi* sau *H. aragonensis*.

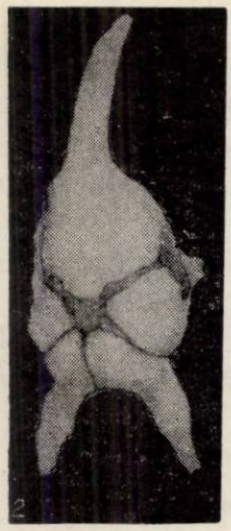
GENUS *HANTKENINA* IN THE ȘOTRILE FACIES (EASTERN CARPATHIANS)

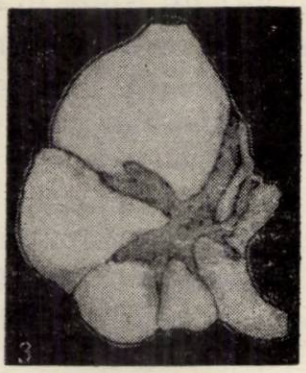
ABSTRACT

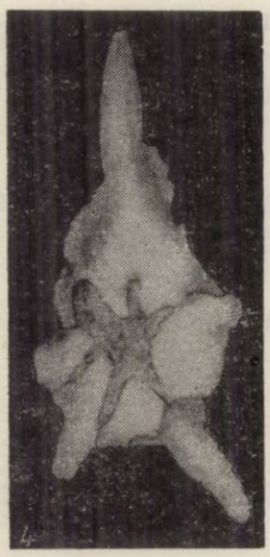
In the spreading area of the eocene planktonic foraminifers from the Romanian Carpathians only one zone with *Hantkenina liebusi* was identified (Middle Eocene) within the reddish, greyish argilaceous horizon of the Șotrile facies (Leurzei V. and Prahovei V. profiles).

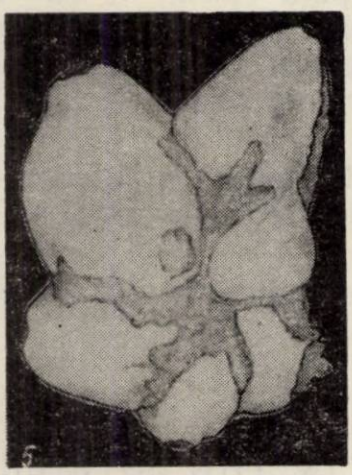
The most outstanding planktonic foraminifers in the *Hantkenina liebusi* zone association belong to the following species: *Hantkenina liebusi* Shokhina, *Hantkenina aragonensis* Nutall, *Hantkenina* aff. *longispina* Cushman, *Hantkenina* aff. *dumblei* Weinzierl and Applin, and *Globorotalia cerroazulensis frontosa* (Subbotina), *Acarinina pentacamerata* (Subbotina), *Acarinina rotundimarginata* Subbotina, *Globigerapsis kugleri* Bolli, Loeblich and Tappan, *Catapsydrax dissimilis* (Cushman and Bermudez).

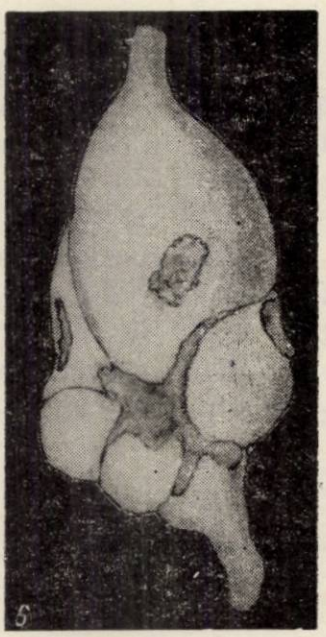


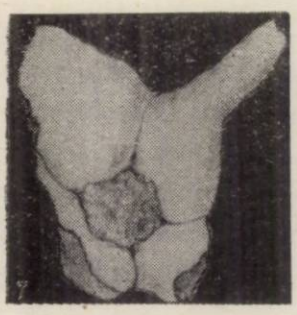


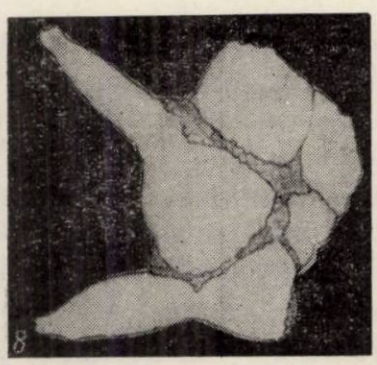












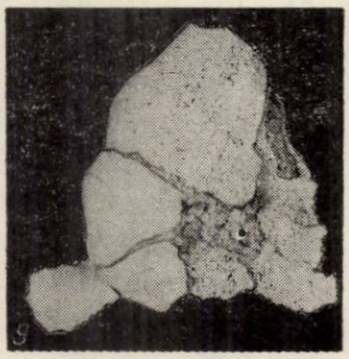
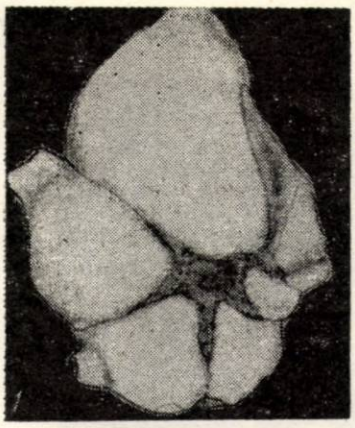
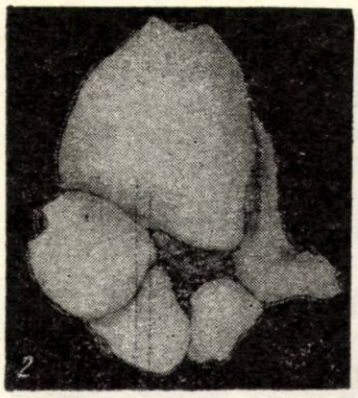
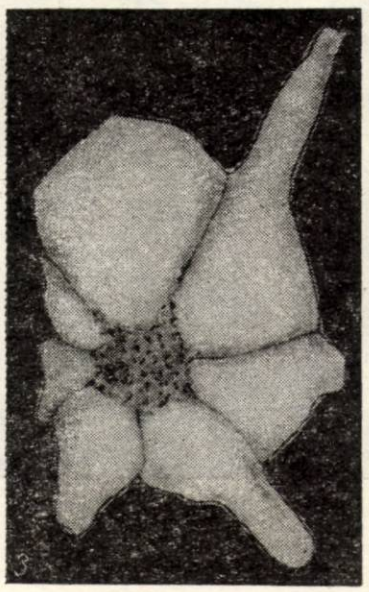
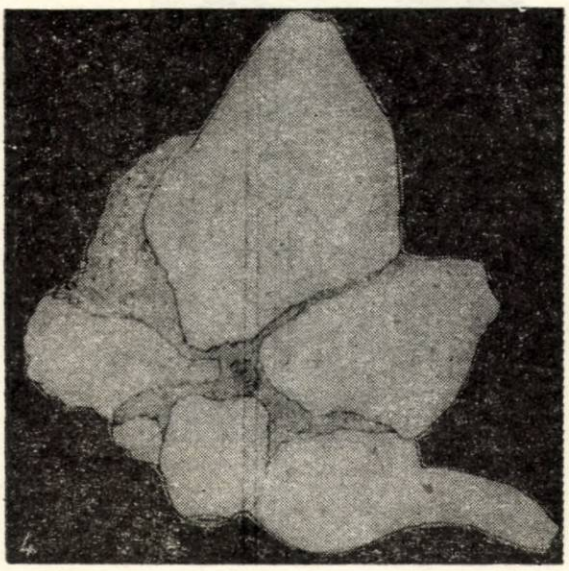


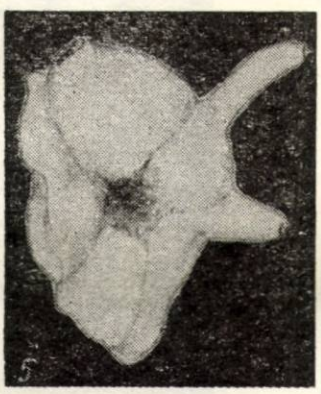
Fig. 1, 3, 7, 8, 9. — *Hantkenina liebusi* Shokhina; × 95.
Fig. 5. — *Hantkenina aragonensis* Nuttall; × 95.
Fig. 2, 4, 6.— *Hantkenina* aff. *longispina* Cushman; × 95.











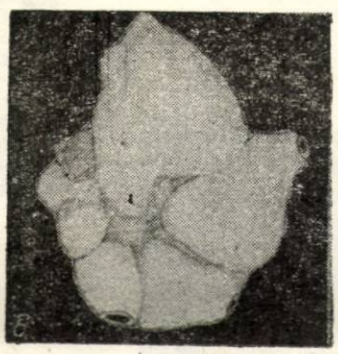
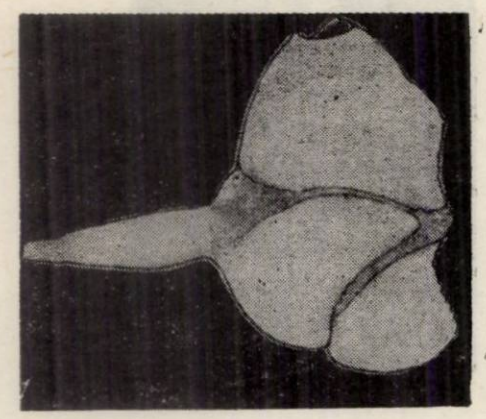
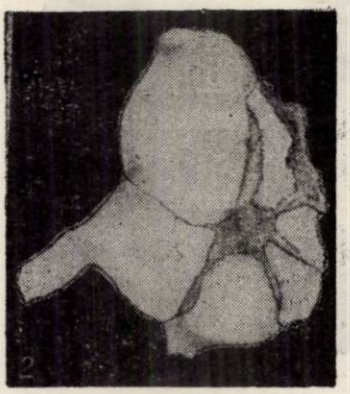
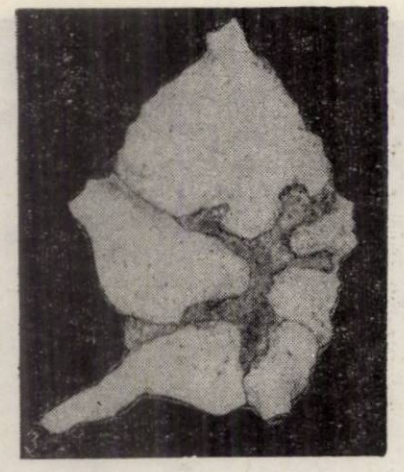
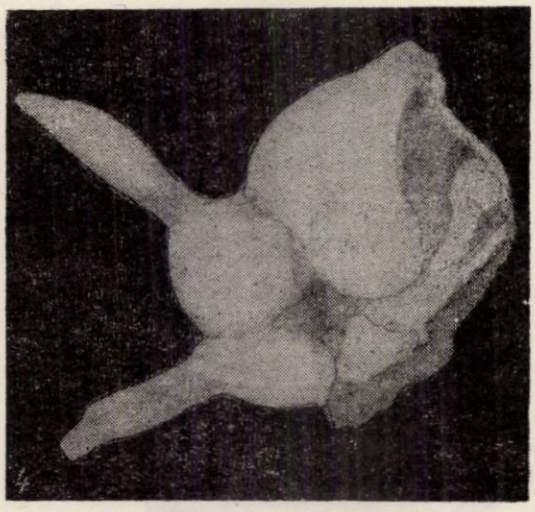


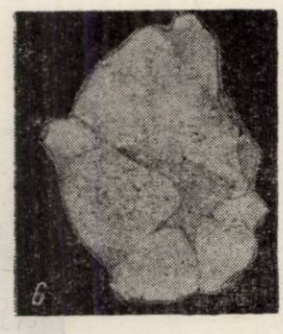
Fig. 1, 2, 5, 6. — *Hantkenina liebusi* Shokhina ; × 95.
Fig. 4. — *Hantkenina aragonensis* Nuttall ; × 95.
Fig. 3. — *Hantkenina* aff *dumblei* Weinzierl and Applin ; × 95.











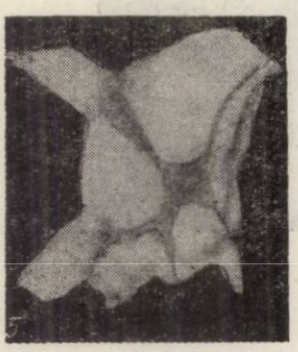


Fig. 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7. — *Hantkenina liebusi* Shokhina ; × 95.

Tabelul nr. 1

Distribuția tratigrafică a unor specii de Hantkenina

GENUL ȘI SPECIA	CEHO-SLO-VACIA	POLONIA	JUGO-SLAVIA	U.R.S.S.	ITALIA	TRINIDAD, BARBADOS		MEXIC	S.U.A.	CHILE
	MORA-VIA	BIELSKO BUJAKOW	ISTRIA, DALMAȚIA	CAUCAZ PART. N	LOM-BARDIA	SAN FERNANDO OCEANIC		GUAYABAL ARAGON	ALABAMA LOUISIANA	ARAUCO
	EOCEN MED.-SUP.	EOCEN MEDIU	EOCEN MEDIU	EOCEN MED. -SUP.	EOCEN MEDIU	EOCEN MED.	SUP.	EOCEN MED.	EOCEN MED. -SUP.	EOCEN MED. -SUP.
Hantkenina liebusi Shokhina										
Hantkenina aff. Dumblei *Weinzierl and Applin*										
Hantkenina aragonensis Nutall										
Hantkenina aff. *longis-pina* Cushman										

BIBLIOGRAFIE

BAUMANN P. (1970), *Mikropaläontologische und stratigraphische Untersuchungen der obereozänen. oligozänen.* Scaglia in zentralen Apennin (Italien), Ecl. Geol. Helv., **63**, *3*.

BOLLI H. M., LOEBLICH A. R. Jr., TAPPAN H. (1957), *Planktonic foraminiferal families, Hantkeninidae, Orbulinidae, Globorotaliidae and Globotruncanidae*, Stud. foram. U.S.A., Nat. Mus., Bull. 215, Washington.

BRATU ELENA (1967), *Distribution des foraminifères planctoniques dans le flysch interne paléocène-éocène à la courbure des Carpates Orientales*, Proc. first. inter. Conf. plankt. microf., **II**, Geneva.

BRONNIMANN P. (1950), *The genus Hantkenina Cushman in Trinidad and Barbados*, Jour. Paleontology, **24**, *4*.

CITA M. B. (1950), *L'Eocene della sponda occidentale del Lago di Garda*, Ist. Geol. Paleont. Geograf. fis. Univ. Milano, ser. P., Publ. nr. 63.

GEROCH S. (1970), *Marls with Hantkenina of the Subsilesian series exposed at Bujakow (Western Carpathians)*, Inst. Geol. Biult. 211, Zbadan mikropal., **IV**.

MARTINEZ R. (1969), *The genus Hantkenina Cushman in Chile*, Proc. first inter. Conf. plankt. microf., **II**, Geneva.

POKORNY V. (1960), *Microstratigraphie et biofaciès du flysch Carpatique de la Moravie Méridionale*, Rev. Inst. France Petr. Ann. Comb. Liqui., **XV**, *7—8*, Paris.

SHOKHINA V. A. (1937), *The genus Hantkenina and its stratigraphical distribution in the North Caucasus*, Probl. Paleont., part. II—III, Moscova.

SUBBOTINA N. N. (1953), *Globigerinidî, Hantkeninidî i Globorotaliidî*, VNIGRI, Iskop. foram. SSSR., fasc. 76, Leningrad.

VASICEK M. (1951), *Hantkeniny moravskeho paleogenu*, Sborn. Ustr. vest. Geol.,**XVIII** , Praga.

Primit în redacţie la 6 decembrie 1971

Institutul geologic

NOI PUNCTE CU PLANTE LIASICE ÎN FORMAȚIUNEA DE SCHELA (CARPAȚII MERIDIONALI)

DE

AL. SEMAKA, I. HUICĂ, LENUȚA GEORGESCU

55(05)

În urma cercetărilor întreprinse de unul din autorii notei de față în anii 1963—1964 [1] au fost descoperite noi puncte cu plante fosile în depozitele formațiunii de Schela (pl. I).

Flora fosilă determinată de Semaka și Georgescu întregește cunoașterea formațiunii de Schela, aducînd în același timp o lumină nouă asupra vîrstei acestei formațiuni.

De la primii cercetători care au sesizat prezența formațiunii de Schela în Carpații Meridionali (Gr. Ștefănescu, 1890; L. Mrazec, 1895, 1898) și pînă la cercetările din ultimii ani (H. Savu, 1970; S. Năstăseanu și colab., 1970) au fost acumulate o serie de date petrografice, tectonice, paleontologice etc., date care duc la cunoașterea mai amănunțită a acestei formațiuni. Astfel, în ordine cronologică se înscriu cercetările întreprinse de Mrazec (1912), Murgoci (1913), Streckeisen (1930), Manolescu (1932), Semaka (1963, 1965), Mutihac (1964), Zberea și colab. (1966), Drăghici, și colab. (1967).

Din intercalațiile pelitice, șistoase, care se întîlnesc frecvent în depozitele formațiunii de Schela, au fost determinate numeroase plante fosile, care indică pentru depozitele respective vîrste diferite. Astfel, la resturile de plante fosile de la Vaidei (Al. Semaka, 1963) aparținînd carboniferului superior, analizele sporo-polinice, efectuate de Sofia Luță, asupra unor probe de argile cenușiu-negricioase din valea Porcului, valea Vîjoaia și de la Gornicelul-Porceni, confirmă această vîrstă pentru o parte din depozitele formațiunii de Schela.

Asociația de spori-polen caracteristică westphalian-stephanianului este dată de:

---

[1] I. Huică, *Raport geologic de prospecțiuni pentru argilă refractară în zona Viezuroi — Schela, Gorj* (1963); *Raport geologic de prospecțiuni pentru argilă refractară în zona Porceni — Rafaila — Crasna* (1964), arh. M.M.P.G.

Alatisporites cf. *inflatis* Kos.
Licospora brevis Bhard.
Leiotriletes gulaferus Pot. et Kr.
Crassosporites punctatus Alp.
Torispora cf. *laevigatus* Bhard.
Pityosporites schaubergeri Pot. et Kr.
Variouxisporites plicatum Alp.
Triquatritea tripartitus Alp.
Lycospora brevis Alp.
Lycospora sp.
Torispora recta D.J.
Torispora securis Alp.
Dyctiotriletes compactus Alp.
Laevigatasporites papillatus Pepp.
Speciososporites minor Alp.
Spinosporites spinosus Alp.
Sporonites unionus Horst.
Reticulatisporites castanaeformis (Horst.) Pot. et Kr.
Triquitrites turgidus (Loose) Po. et Kr.

Punctele noi cu floră fosilă se găsesc localizate între valea Schela şi valea Crasna, materialul recoltat fiind înregistrat la colecţia Institutului geologic sub numerele de ordine de la 21 731 la 21 852.

Primul punct fosilifer se găseşte situat în versantul drept al văii Viezuroi, plantele provenind din materialul de haldă al unei galerii de cercetare executată de I.S.E.M. în anul 1964.

Din gresii argiloase cu impregnaţii de pirită fin diseminată au fost determinate :

Pterophyllum sp.
Zamites sp.
Williamsonia pecten Phillips
Nilssonia orientalis Heer
Stachyotaxus lippoldi (Stur) Krausel,

Aceste specii indică prezenţa liasicului β (sinemurian, poate şi o parte din hetangian).

În versantul stîng al văii Porcului, la aproximativ 10 m nord de punctul din care Manolescu (1932) citează pentru prima dată plante fosile din formaţiunea de Schela (*Otozamites beckei* Brongn.), se situează al doilea punct fosilifer. Plantele din acest loc se găsesc în gresii argiloase, şistoase, cenuşii, în strate pînă la 1 m grosime, alternînd cu bancuri pînă la 1,5 m de gresie dură microconglomeratică, poligenă şi sînt reprezentate prin :

Cladophlebis williamsoni Brongn.
Cladophlebis haiburnenzis Lindlei et Hutton
Pterophyllum jaegeri Brongn.
Pterophyllum rigidum Andrae
Williamsonella vittata (Brongn.) Thomas

Stachyotaxus lippoldi (Stur) Krausel
Stachyotaxus septentrionalis Agardh.
Stachyotaxus elegans Nathorst

Aceste specii indică vîrsta rheto-liasică pentru depozitele respective.

Al treilea punct fosilifer se găsește în sinclinalul valea Porcului — valea Jiului, pe o viroagă care se varsă în valea Porcului la aproximativ 300 m nord de punctul anterior. În acest loc se dezvoltă gresii fine, argiloase, negricioase, violacee, din care au fost determinate :

Pterophyllum longifolium Brongn.
Ginkgoites taeniata (Braun) Harris
Czekauwschia rigida Heer.

Punctul al patrulea fosilifer se găsește situat pe un mic afluent pe dreapta al văii Amaradia la nord-vest de localitatea Stănceşti. Plantele fosile provin din gresii argiloase, negricioase, micacee, şistoase şi cuprind asociația cu *Nilssonia orientalis*, care indică prezența liasicului β.

De la Crasna, punct fosilifer semnalat de Zberea, Semaka, Cioata (1966), semnalăm în plus prezența unor specii care confirmă rheticul şi liasicul α şi β.

Aspectul paleogeografic al regiunii în discuție, în timpul carboniferului superior, trebuie să fi fost caracterizat printr-o ghirlandă de insule (I. P. Voiteşti, 1935) înconjurate de imense mlaştini.

În timpul permianului, urmare a sudării Platformei Ruse cu Platforma Prebalcanică prin ramura hercinică dobrogeană, domeniul uscatului se măreşte simțitor, iar depozitele suferă un metamorfism incipient în urma mişcărilor din faza hercinică.

Eroziunea postpaleozoică a îndepărtat o însemnată parte din depozitele carboniferului superior. La începutul mezozoicului, în urma scufundării treptate a uscatului, apele au invadat din nou regiunea, depozitele înaintării recunoscîndu-se în numeroase puncte din cuprinsul formațiunii de Schela, trădate de flora liasică pe care o conțin (tabelul nr. 1).

Depozitele liasice formate direct pe un fundament din şisturi cristaline cu intruziuni granitice şi din depozite de vîrstă carboniferă au suferit, împreună cu acestea din urmă, presiuni şi metamorfozări în toate fazele de cutări postliasice. Mişcările tectonice care au avut loc în zona Schela sînt trădate de existența unei încălecări — pînza de Schela [2], peste depozitele formațiunii de Schela. Această situație tectonică este pusă în evidență atît prin cercetările de suprafață, cît şi prin numeroasele foraje executate în regiune.

În concluzie, din cele expuse rezultă că formațiunea de Schela conține depozite ce aparțin carboniferului superior şi rheto—liasicului.

Plantele fosile găsite în cele cinci puncte reprezintă asociații caracteristice rheto-liasicului şi, mai mult, permit chiar situarea într-un anumit orizont din cadrul liasicului. Astfel, la unitatea litostratigrafică stabilită de Mrazec (1898) aducem contribuții la stabilirea vîrstei formațiunii de Schela, confirmînd concluziile la care au ajuns Mutinac (1964) şi Năstăseanu şi colab. (1970).

[2] I. Huică (1953), op. cit.

Tabel

Cu plantele fosile din formațiunea de Schelă

Nr. crt.	Specii	Gr. Ștefănescu (1890)	Gh. Manolescu (1933)	I. Mateescu (1952)	Al. Semaka (1951, 1955, 1960)					I. Huică (1963, 1964)					A. Zberea Al. Semaka R. Cioată (1966)	Observații
		Valea Porcului	Valea Porcului	Valea Porcului	Valea Șușița-Vaidei	Exploat. Schela Halda	Valea Viezuroi	Porceni Birnici	Rafaila Jiu	Exploat. Viezuroi Halda	Valea Porcului Dinamitiera	Sinclinal. V Porcului-V. Jiului	Stănceşti	Valea Crasna	Valea Crasna	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	Carbonifer superior															
1	*Calamites (Calamitina) undulatus* Sternberg				+											
2	*Annularia stellata* Schlotheim				+											
3	*Sigilaria* (?)	+						+								
4	*Stigmaria* (?)				+											
5	*Pecopteris feminaeformis* Schlotheim				+											
6	*Sphenophylum longifolium* Germar								+							
	Rheto-Liasic															
7	*Phlebopteris muensteri* (Schenik.) Hirmer et Hoerhanmer						+									
8	*Clathropteris meniscoides* Brongniart													+		
9	*Dictophyllum* sp.														+	
10	*Thaumatopteris brauniana* (Popp) Nathorst													+		
11	*Thaumatopteris* sp.												+			
12	*Todites denticulata* (Brongniart) Krasser						+									
13	*Todites* ?!														+	
14	*Cladophlebis aldanensis* Vachrameev												+	+		
15	*Cladophlebis haiburnensis* (Lindley et Hutton) Brongniart										+			+	+	
16	*Cladophlebis lenaensis* Vachrameev												+			
17	*Cladophlebis serrulata* Samjlyna												+	+		
18	*Cladophlebis Williamsoni* Brongniart										+					
19	*Cladophlebis rumana* Semaka														+	

20	*Cladophlebis* sp.						+				+		+				
21	*Equisetites columnaris* Brongniart														+		
22	*Equisetites lateralis* Unger						+										
23	*Equisetites muensteri* Sternberg														+		
24	*Equisetites* sp.						+										
25	*Sagenopteris elongata* Goeppert														+		
26	*Pterophyllum jaegeri* Brongniart			+				+			+						
27	*Pterophyllm longifolium* Brongniart											+			+		
28	*Pterophyllum aigidum* Andrae						+								+		
29	*Ptilophyllum rigidum* (Andrae) Krasser						+			+	+			+			
30	*Pterophyllum* sp.			+				+			+		+				
31	*Taeniopteris germari* (N.N.?!)			+				+									
32	*Taeniopteris tenuinervis* Brauns														+		
33	*Taeniopteris* sp.									+							
34	*Anomozamites* sp.					+											
35	*Zamites* sp.									+					+		
36	*Zamites* sp. an. sp. n.									+							
37	*Otozamites beckei* Brongniart		+														
38	*Otozamites andraeanus* Semaka														+		
39	*Williamsonia pecten* Phillips									+							
40	*Williamsonia* sp.									+							
41	*Williamsoniella vittata* (Brongn.) Thomas										+						
42	*Nilssonia orientalis* Heer			+				+		+			+		+		
43	*Nilssonia* sp.									+	+			+			
44	*Ctenis nilssoni* Nathkorst														+		
45	*Ctenis* sp.													+			
46	*Ginikgoites taeniata* (Braun) Harris											+					
47	*Ginkgoites* sp. (cf. *taeniata* F. Braun (Harris)						+										
48	*Czekauwskia rigida* Heer											+					
49	*Czekauwskia* sp.														+		
50	*Stachyotaxus elegans* Nathorst										+			+			
51	*Stachyotaxus lippoldi* (Stua) Kräusel									+	+			+			
52	*Stachyotoxus septentrionalis* Agardh.										+						
53	*Stachyotoxus* sp.												+		+		
54	*Reliquia villia*									+							
55	*Reliquie coniferarum*									+		+					
56	*Equisetites arenaceus* (Jäger) Brongniart						+										
57	*Anomozamites inconstants* (Goeppert) Schimper			+				+									

NEUE STANDORTE VON LIAS-PFLANZEN IN DEN SCHELA-FORMATIONEN

ZUSAMMENFASSUNG

In den Jahren 1963—1964 wurden neue Standorte mit fossilen Pflanzen in den Ablagerungen der „Schela-Formation" entdeckt, auf den südlichen Abhängen des Gebirges von Vulcan und Parîng (Südkarpaten).

Ebenfalls wurden gewisse Tonproben aus verschiedenen Standorten des Verbreitungsgebietes der „Schela-Formation" palynologisch analysiert.

Das Studium der fossilen Pflanzen und Sporen bewog uns die Ablagerungen der „Schela-Formation" altersgemäß sowohl dem Oberkarbon (Westfal-Stefan) als auch dem bisher bek. Rät-Lias zuzuschreiben. Zu den bisher bekannten Pflanzen des Karbon und des Rät-Lias fügen sich tatsächlich die von uns in den Tälern Viezuroi und Porcului, in der Synkline V. Porcului—V. Jiului, bei Stăncești und Crasna entdeckten hinzu.

Abschließend wird die „Schela-Formation" altersmäßig in das Oberkarbon und Rät-Lias eingewiesen, zum Unterschied von L. Mrazec, der es ausschließlich in das Oberkarbon einwies.

BIBLIOGRAFIE

Drăghici C., I. Huică, Isac Maria, Biloiu M. (1967), *Date privind geologia zonei Schela Viezuroi*, D. S., Inst. geol, **LIII**/1 (1965—1966).

Manolescu Gh. (1932), *Das Alter der Schela Formation*, Bul. Soc. rom. geol., I.

Mateescu I. (1967), *Studiul petrografic al antracitului de la Schela (Gorj)*, St. tehn., econ., Seria A, *6*.

Mrazec L. (1895), *Über die Antracitbildungen des sudliehen Abhanges der Südkarpaten*, Sitzungber, d. k. Akad. d. Wissensch., *1—4*.

— (1912), *Asupra formațiunii de Schela*, D. S. Inst. geol. Rom., **IV**.

Murgoci Gh. (1912), *Asupra formațiunii de Schela*, D. S. Inst. geol. Rom., **IV**.

Mutihac V. (1964), *Stratigrafia și structura geologică a sedimentarului danubian din nordul Olteniei (între valea Motrului și valea Jiului)*, D. S. Com. geol., *L*/1.

Năstăseanu, S. Bițoianu Cornelia, Răzeșu Smărăndița (1970), *Considerații geologice și petrografice privind zăcămintele de cărbuni de la Codlea-Vulcan și Schela*, St. tehn. econ., Seria A, *8*.

Savu H. (1970), *Structura plutonului granitoid de Suşița și relațiile sale cu formațiunile autohtonului danubian (Carpații Meridionali)*, D. S., Inst. geol. **LVI** (1968—1969).

Semaka Al. (1963), *Despre vîrsta formațiunii de Schela*, Com. Congr. V, Asoc. geol. carp. balc., 1961, **II**, București.

Ștefănescu Gr. (1890), *Curs elementar de geologie*, București.

Voitești P. I. (1935), *Evoluția geologico-paleogeografică a pământului românesc*, Rev. Muz. miner., Univ. Cluj, **V**, *1*.

Zberea A., Semaka Al., Cioată R. (1966), *Das Lias von Crasna-Jiu (Rumänien)*, N. Ib. Geol. Paläont. Mh., Stuttgart.

Primit în redacție la 3 mai 1971

Întreprinderea geologică de prospecțiuni

I. HUICĂ

SCHIȚA GEOLOGICĂ A REGIUNII SCHELA-RAFAILA-JIU

(CARPAȚII MERIDIONALI CENTRALI)

0 0,5 1 2 3 4 5 Km

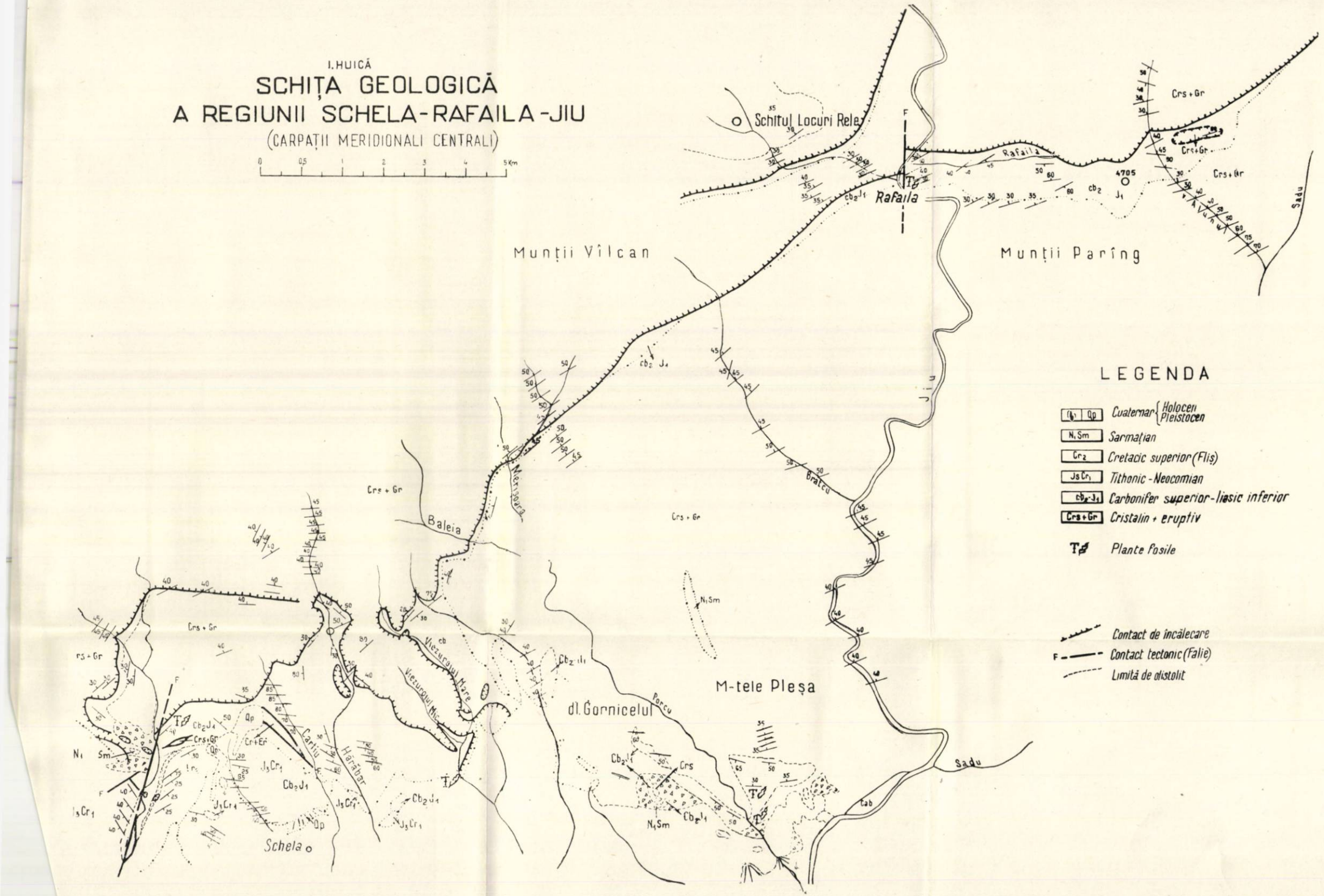


Fig. 1

PREZENȚA SPECIILOR *BOURNONIA BOURNONI* DES MOULINS ȘI *JOUFIA RETICULATA* BOEHM ÎN CRETACICUL SUPERIOR DE LA ROȘIA ȘI SEMNIFICAȚIA LOR STRATIGRAFICĂ*

DE

VICTORIA TODIRIȚĂ-MIHĂILESCU, I. PREDA

55(05)

Localitatea Roşia este situată în partea de sud-vest a Munţilor Pădurea Craiului şi este cunoscută în literatura geologică prin dezvoltarea mare pe care o au depozitele mezozoice şi prin bogăţia în faună pe care acestea o conţin. În cadrul depozitelor mezozoice, cele cretacic superioare ocupă suprafeţe restrînse şi formează un mic bazin, orientat nord-vest — sud-est, cunoscut sub numele de Bazinul Roşia, denumire împrumutată de la localitatea cu acelaşi nume şi amplasată în majoritate pe depozite cretacic-superioare.

Cretacicul superior din Bazinul Roşia este constituit din conglomerate poligene şi gresii, întîlnite pe zona de ramă, marne şi marnocalcare în rest. În partea de nord-est a bazinului, în dealurile Misei şi Dosului, se întîlnesc şi depozite zoogene, alcătuite din marne grezoase ce au intercalaţii de calcare recifale la diferite nivele stratigrafice.

Depozitele cretacice din dealul Misei, prin alcătuirea lor litologică şi conţinutul paleontologic, au constituit obiectul de studiu pentru numeroşi cercetători. Dintre aceştia menţionăm pe T. Szontagh (1904), Gr. Răileanu (1957), D. Patrulius (1959)[1], Victoria Todiriţă-Mihăilescu (1966), Denisa Lupu şi M. Lupu (1969)[2]. Autorii citaţi, prin cercetări geologice temeinice, au adus, rînd pe rînd, date noi la cunoaşterea geologiei depozitelor respective sub toate raporturile, şi în special de ordin paleontologic.

---

* Comunicare susţinută în sesiunea ştiinţifică a Facultăţii de geologie şi geografie, iunie 1970.

[1] D. Patrulius (1959), *Senonianul în facies de Gosau din Pădurea Craiului*, Raport geologic, arh. Inst. geol.

[2] Denisa Lupu şi M. Lupu (1969), *Monografia depozitelor în facies de Gosau*, Raport geologic, arh. Int. geol.

Continuînd cercetările geologice în regiune, autorii acestei note au reușit să întîlnească, la partea superioară a depozitelor neocretacice din dealul Misei, cîteva exemplare de lamelibranhiate aberante din familia *Radiolitidae*. Acestea se întîlnesc rar, iar forma lor internă de organizare este cu totul particulară. Din această grupă de organisme vom descrie mai jos *Bournonia bournoni* Des Moulins și *Joufia reticulata* Boehm.

DESCRIEREA FORMELOR FOSILE

Familia **RADIOLITIDAE** Gray, 1848

Genul **Bournonia** Ficher, 1887

Bournonia bournoni Des Moulins

(pl. I, fig. 2, 3 ; pl. II, fig. 1a, b, 2, 3)

1902 — *Bournonia bournoni* Des Moulins : Douvillé, p. 476.

1907 — *Bournonia bournoni* Des Moulins : Toucas, p. 35, pl. IV, fig. 12.

1949 — *Bournonia bournoni* Des Moulins : Deschaseaux, p. 122, pl. I, fig. 4 și 5 ; pl. II, fig. 1 ; pl. III ; pl. IV

Exemplare studiate : 5 forme incomplete.

Descriere : În colecția noastră se află numeroase exemplare ale acestei specii, reprezentate însă numai prin valva inferioară (dreaptă).

Bournonia bournoni Des Moul. este un radiolitid de talie mare. Valva dreaptă (inferioară), de formă conic-alungită, are o față aplatisată, pe care cochiliile erau culcate pe substrat. Ornamentația, la toți indivizii, este destul de constantă și reprezentată prin lame concentrice netede și distincte. Aceste lame sînt aplatisate pe regiunea cardinală, avînd o ușoară ondulație pe regiunea opusă, unde sinusurile și pliurile sînt abia schițate.

Raporturi și diferențe : *Bournonia bournoni* Des Moulins, prin talia mare, lamele netede și foarte dese, nu poate fi confundată cu altă specie de *Radiolites*.

Răspîndire: *Bournonia bournoni* Des Moulins este o specie cunoscută în campanianul (mai rar) și în special în maestrichtianul din Franța. În România este menționat un exemplar de talie foarte mică în santonian-campanianul Bazinului Borod de către Denisa și M. Lupu. În Bazinul Roșia, *Bournonia bournoni* Des Moulins se întîlnește în maestrichtianul din dealurile Misei și Dosului.

Genul Joufia

Joufia reticulata Boehm

(pl. I, fig. 1a, b)

1959 — *Joufia reticulata* Boehm : Karacabey, p. 75, pl. I, pl. III, pl. IV, fig. 1.
1965 — *Joufia reticulata* Boehm : Polšak, p. 304, text-fig. 2, p. 340, pl. I, fig. 1—4.
1967 — *Joufia reticulata* Boehm : Denisa Lupu, p. 485, pl. I, fig. 1.

Exemplare studiate : un fragment.

Descriere : Fragmentul figurat reprezintă o parte din stratul cu canale (stratul mediu) al valvei superioare. Stratul extern (porţelanat), ca şi cel intern (prismatic) nu s-au păstrat.

Caracteristic pentru *Joufia reticulata* Boehm sînt canalele longitudinale ale stratului mediu, dispuse în şiruri radiare foarte regulate. Canalele sînt mult mai dese spre marginea externă a cochiliei, iar în secţiune transversală sînt ovale.

Răspîndire : *Joufia reticulata* Boehm se întîlneşte în maestrichtianul din Turcia (N. Karacabey, 1959), Iugoslavia (A. Polšak, 1965). În România, *Joufia reticulata* Boehm a fost menţionată pentru prima dată de către Denisa Lupu (1967), ca formă remaniată în conglomeratele eocene ale Bazinului Brezoi, arătînd totodată că în acest bazin ar fi punctul cel mai nordic de răspîndire a acestei specii.

În bazinul Roşia, *Joufia reticulata* Boehm este asociată cu *Bournonia bournoni* Des Moulins, exemplarul studiat fiind găsit în gresiile microconglomeratice, intercalate în calcarele recifale cu burnonii din Dealul lui Mihai, situat la vest de vîrful Misei.

LA PRÉSENCE DES ESPÈCES *BOURNONIA BOURNONI* DES MOULINS ET *JOUFIA RETICULATA* BOEHM DANS LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR DE ROSIA ET LEUR IMPORTANCE STRATIGRAPHIQUE

RÉSUMÉ

Les espèces étudiées sont d'âge maestrichtien, ont une structure particulière et une occurrence rare : *B. bournoni* Des Moulins est signalé pour la première fois en Roumanie dans le bassin de Borod et *J. reticulata* Boehm dans le bassin de Brezoi par Denisa Lupu.

B. bournoni Des Moulins est représentée par plusieurs valves inférieures et *J. reticulata* Boehm par un seul fragment de la valve supérieure avec ses canaux.

BIBLIOGRAFIE

BOEHM G. (1898), *Zur Kenntnis der Gattung Joufia*, Zeitschrift der Deutschen Geol. Geselsch., **50**.

DECHASEUX COLETTE (1949), *Essai sur la paléobiologie des Rudistes. Le genre Bournonia*, Ann. Pal., **XXXV**, Paris.

DOUVILLÉ H. (1902), *Classification des Radiolites*, Boul. Soc. Géol. France, **2**, Paris.

KARACABEY N. (1959), *La présence et l'âge de Joufia reticulata Boehm en Turquie*, Bull. Min. res. a expl. Inst. of Turquei, **52**, Ankara.

LUPU DENISA (1967), *Prezența speciei Joufia reticulata Boehm în Carpații Meridionali centrali*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **12**, *2*.

TOUCAS A. (1907—1909), *Études sur la classification et l'évolution des Radiolitides*, Mém. Soc. Géol. France, **36**, Paris.

POLŠAK A. (1965), *Joufia reticulata Boehm iz Mastrihta Bespelje, Sjeverno od Jejca*, Geol. vjesnik, **18**, *2*, Zagreb.

Primit în redacție la 19 septembrie 1971

Universitatea București

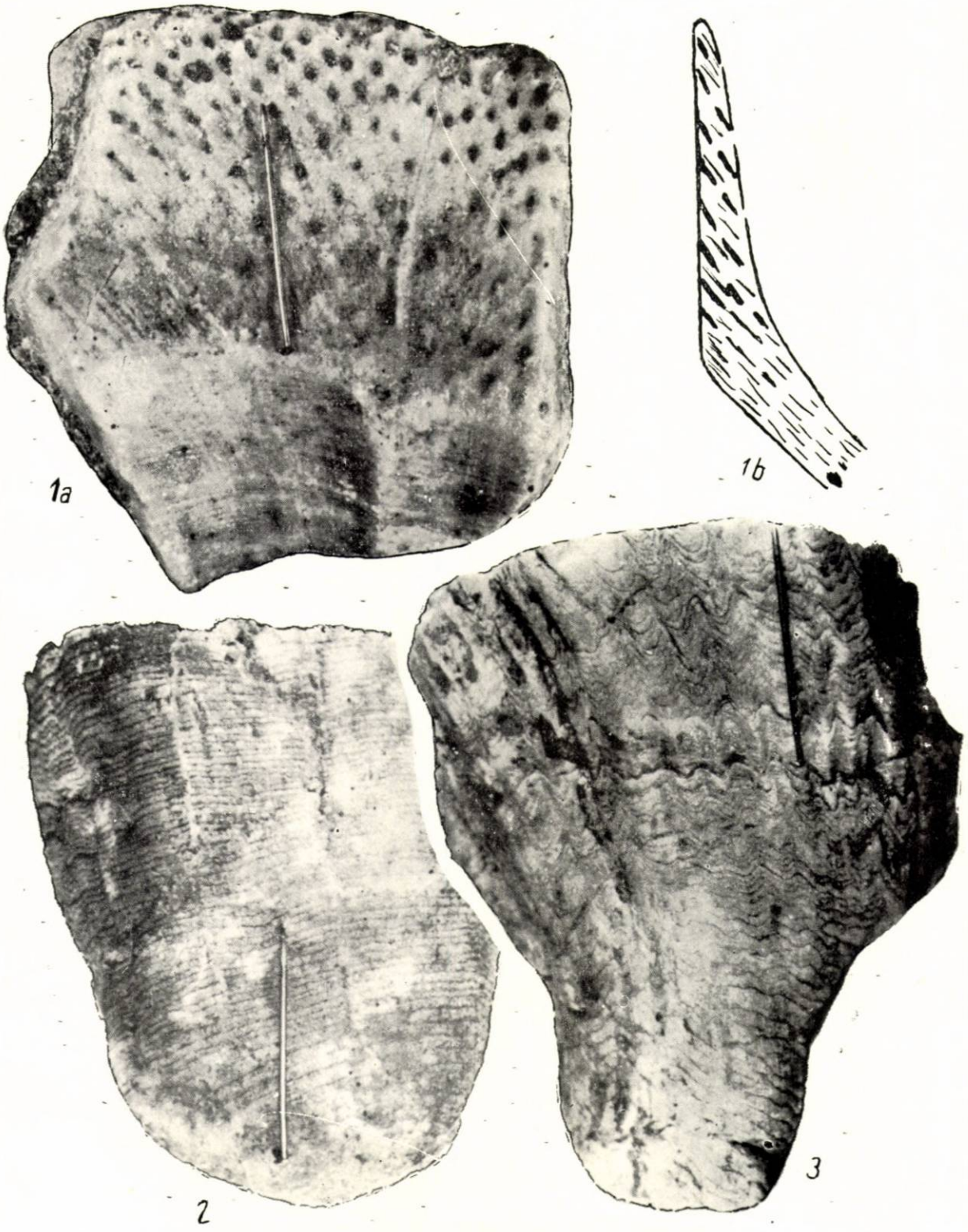


Fig. 1. — *Joufia reticulata* Boehm : *a*, fragment din valva superioară cu canalele stratului mediu ; *b*, secțiune longitudinală prin stratul cu canale (1/1).
Fig. 2. — *Bournonia bournoni* Des Moulins — valva inferioară (1/1).
Fig. 3. — *Bournonia bournoni* Des Moulins — valva inferioară a unui individ mai bine conservat (1/1).

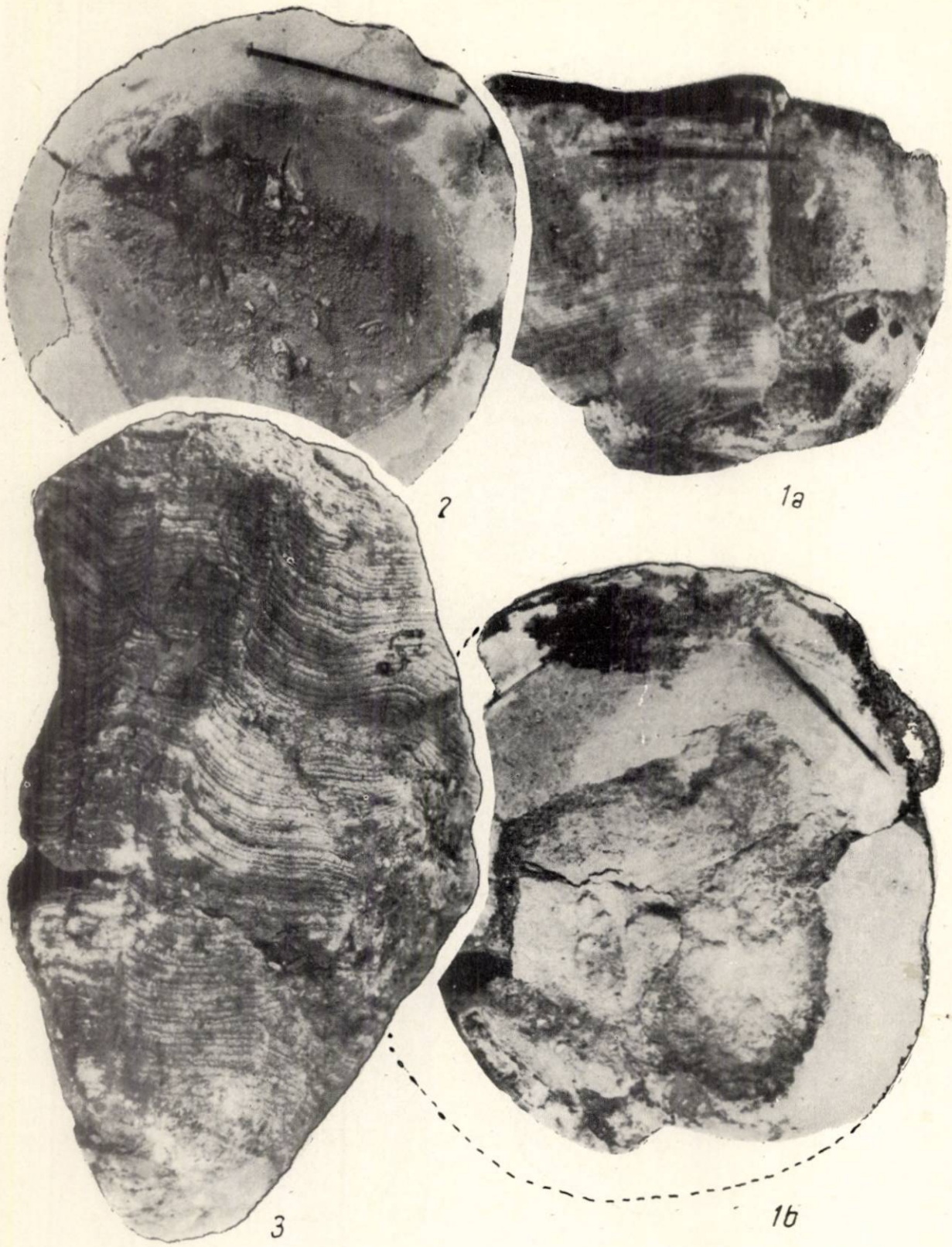


Fig. 1. — *Bournonia bournoni* Des Moulins : *a*, valva inferioară (1/2) ; *b*, secțiune transversală prin valva inferioară (1/1).
Fig. 2. — Secțiune transversală prin valva inferioară a exemplarului din pl. I, fig. 2.
Fig. 3 — *Bournonia bournoni* Des Moulins — valva inferioară cu zona pliurilor.

ASUPRA UNOR LEMNE DE *ICACINOXYLON* SHILKINA DIN OLIGOCENUL DE LA TELEGA–PRAHOVA

DE

IUSTINIAN PETRESCU, OVIDIU DRAGASTAN

55(05)

Lemnele fosile care fac obiectul prezentei note au fost colectate de unul din autori de pe Valea Lupa, afluent al văii Doftana. Valea Lupa este afluentul stîng al văii Doftana, vale ce străbate aproape nord—sud unitatea pintenului de Homorîciu.

Din punct de vedere geologic, valea Lupa străbate o serie de depozite de vîrstă miocenă şi apoi o serie de depozite oligocene dezvoltate în facies de Pucioasa. În cadrul seriei oligocene, reprezentată prin marne şi argile cenuşii nisipoase, se observă intercalaţii de marne şi calcare sideritice alături de gresii cenuşii calcaroase micacee, în care se întîlnesc rare resturi de plante şi lemne fosile; ultimele fac obiectul notei de faţă.

În cele ce urmează prezentăm caracterele anatomice ale celor două eşantioane cercetate, aflate în prezent în cadrul Colecţiei de paleobotanică a Universităţii din Cluj şi a Universităţii din Bucureşti şi care în urma cercetărilor microscopice s-au dovedit că aparţin familiei *Icacinaceae*.

Înainte de a prezenta caracterele anatomice ale celor două lemne fosile vom face cîteva precizări şi consideraţii asupra lemnelor fosile încadrate la această familie. Literatura de specialitate le consemnează prezenţa în neogenul din Caucaz—U.R.S.S. (A. I. Shilkina, 1958), în oligo-miocenul Ungariei (P. Greguss, 1969) şi în miocenul Franţei (N. Grambast-Fessard, 1969). În România s-au identificat numeroase trunchiuri aparţinînd acestei familii în oligocenul din nord-vestul Transilvaniei şi în miocenul Munţilor Metaliferi (I. Petrescu, 1971; I. Petrescu şi A. Nuţu, 1970).

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 17, nr. 2, p. 445–451, Bucureşti, 1972

STUDIUL HISTOLOGIC

Familia **I C A C I N A C E A E** Miers 1851

Genus I c a c i n o x y l o n Shilkina 1956

Icacinoxylon grambastfessardi n. sp. (fig. 1—2)

Specia a fost creată pe baza studiului histologic a unui fragment de lemn silicifiat-carbonificat, de 13×10×8 cm. Detaliile structurale s-au conservat într-o bună stare, permiţînd o încadrare sistematică certă.

Secţiunea transversală (fig. 1)

Lemn *difuzo-poros* la care inelele anuale nu se diferenţiază. *Vasele* apar de obicei solitare şi mai rar grupate cîte două sau trei. Au contur elipsoidal, circular sau poligonal, cu colţurile rotunjite. Nu putem vorbi

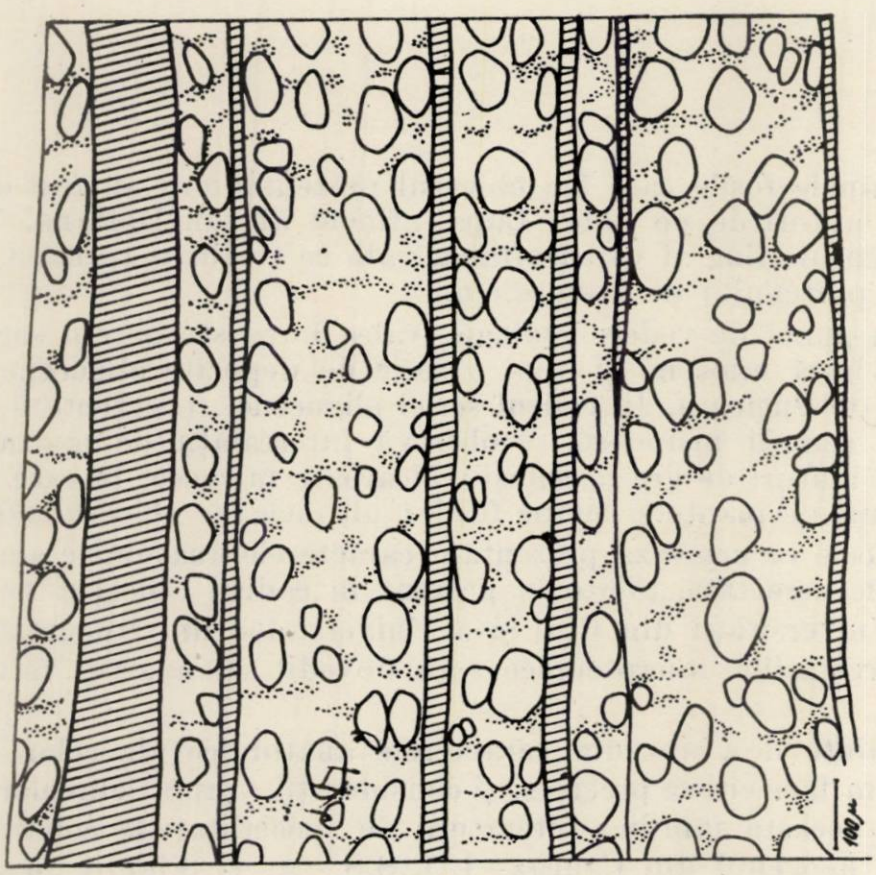


Fig. 1. — *Icacinoxylon grambastfessardi* n. sp. (secţiune transversală); × 380.

de o diferenţiere a lemnului timpuriu de cel tîrziu, deoarece după diametrul porilor, între vasele bine dezvoltate, ici şi colo, apar vase de dimensiuni mai mici. În preparatele studiate, arhitectura celulară iniţială nu pare a fi deranjată. În general, vasele au o uşoară orientare radială.

Diametrul radial în μ	80	65	45	80	110	90	100	70	90	35	80	70	90	55	
Diametrul tangențial în μ	70	55	35	65	70	65	65	55	65	35	80	65	80	80	40
Diametrul radial în μ	55	120	70	65	60	80	125	65	80	80	80	100	80		
Diametrul tangențial în μ	35	75	60	45	65	65	70	55	70	55	60	70	75		
Diametrul radial în μ	80	70	65	70	30	65	70	100	25	120	35	90	75		
Diametrul tangențial în μ	65	60	65	55	25	50	50	65	20	70	25	65	55		
Diametrul radial în μ	30	50	110	65	45	25	80	100	90	65					
Diametrul tangențial în μ	30	55	90	40	35	25	70	80	65	55					

Pentru vasele bine dezvoltate, diametrul mijlociu este de 35—95 μ, pe cînd pentru cele mai mici, diametrul scade la 25 μ. Redăm mai sus, în microni, rezultatul a 50 de măsurători de vase solitare :

Țesutul fundamental este alcătuit din *fibre* care în secțiune transversală apar sub forma unor celule mici poligonale, cu pereții foarte groși (5—9 μ) și lumen îngust. Din loc în loc se dispun celule cu pereți subțiri (2 μ), care aparțin *parenchimului apotraheal* (independent de vase)

Razele lemnoase își păstrează traiectul lor rectiliniu inițial, nederanjat. Există raze subțiri (1—4 seriate) și late (multiseriate). Se observă clar că razele groase (multiseriate) sînt subordonate numeric celor subțiri.

Secțiunea tangențială (fig. 2)

Razele lemnoase oferă caractere în plus pentru diagnosticarea lemnului cercetat. Putem remarca și în această secțiune că razele late (16—20 celule) sînt net subordonate celor înguste (1—4 seriate). Au alură fusiformă și sînt eterogene. Ambele tipuri de raze poartă frecvent cristale de oxalat de calciu.

În cadrul razelor înguste, cele uniseriate sînt subordonate, mai frecvente fiind razele 2—4 seriate. Razele uniseriate au înălțimi mai mici cuprinse în general între 3 și 6 celule. Razele 2—4 seriate au înălțimi frecvente cuprinse între 10—15 și 25 de celule. Razele late, pe alocuri prezintă tendința de a deveni raze „agregate", în care caz sînt despicate de celule ale țesutului fundamental. Aspectul este fusiform, cu înălțimi mari ce pot depăși 3—5 mm.

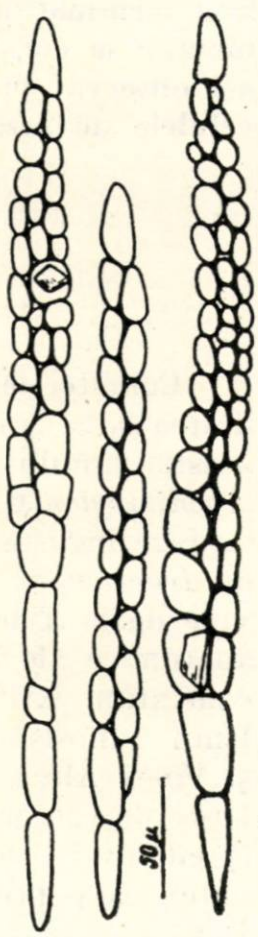


Fig. 2. — *Icacinoxylon grambastfessardi* n. sp. (secțiune tangențială); × 380.

Vasele (*porii*). Pe pereţii vaselor se pot recunoaşte punctuaţiuni areolate, care de multe ori trec în punctuaţiuni areolate alungite (pe lăţimea vasului) de 10—25 μ lungime. *Terminaţiile scalariforme* ale vaselor sînt un alt criteriu sistematic de primă valoare în determinările paleoxilotomice, fiind mai bine conservate în preparatele radiale, vor fi mai pe larg dezvoltate acolo.

Celulele de parenchim sînt ornate cu punctuaţiuni areolate, iar cele de *fibro-traheide* prezintă fante oblice.

Secţiunea radială

Eterogenitatea *razelor lemnoase* se remarcă şi în aceste preparate. De asemenea, în interiorul lor, adeseori, s-au conservat cristale bine individualizate. La *vase* s-au conservat *terminaţii scalariforme* cu 8—14 (20) bare, de obicei simple. *Terminaţiile scalariforme* mari, cu 25—40 bare, s-au păstrat rareori; am reperat o terminaţie cu peste 25 de trepte, din care cîteva erau bifurcate. În numeroase vase pereţii sînt ornaţi numai cu punctuaţiuni areolate late (6—14μ). Mai notăm că în vasele late terminaţiile scalariforme sînt deteriorate şi numai rareori şi fragmentar se conservă. Adăugăm că în unele vase şi celule de parenchim s-a observat prezenţa cristalelor de oxalat de calciu foarte frecvente în celulele de rază.

DISCUŢII

Caracterele anatomice ale lemnului prezentat pledează pentru încadrarea sa la familia *Icacinaceae*. Pînă în prezent, speciile fosile din cadrul acestei familii s-au descris doar două genuri, *Icacinoxylon* Shilkina şi *Apoditoxylon* Grambast-Fessard. Primul gen (*Icacinoxylon*) include lemne cu raze înguste şi late, cel de al doilea (*Apoditoxylon*) se referă la lemne de *Icacinaceae* cu raze 1—3 seriate. Rezultă clar că materialul ce provine de la Telega aparţine genului *Icacinoxylon*. Comparînd caracterele anatomice ale lemnului descris aici cu alte specii de *Icacinaceae* fosile, constatăm existenţa unor trăsături comune cu *I. crystalophorum* Greguss, lemn cunoscut pînă în prezent din oligocenul de la Dorog (Ungaria) şi Valea Almaşului (România). Dar, specia lui Greguss se deosebeşte de specia nou descrisă prin modul de alcătuire a razelor lemnoase (predominînd razele late cu 10—14 celule, cele subţiri fiind subordonate), ca şi prin conformaţia inelelor de creştere (secţiune transversală). Bazaţi pe aceste considerente, lemnul descris mai sus aparţine unei noi specii pentru ştiinţă, pe care o numim *Icacinoxylon grambastfessardi* n.sp. (specie dedicată d-nei Nicole Grambast-Fessard, bună cunoscătoare a lemnelor fosile de *Icacinaceae*).

Icacinoxylon sp.

(fig. 3)

Lemn silicifiat-carbonificat, de $7 \times 6 \times 4$ cm, cu o structură mai slab conservată.

Secţiunea transversală (fig. 3)

Lemn *semi-inelar*, la care elementele structurale apar deformate în cîmpul microscopului. Inelele anuale se disting net unele de altele, contactul realizîndu-se de-a lungul unei linii cu lungi inflexiuni.

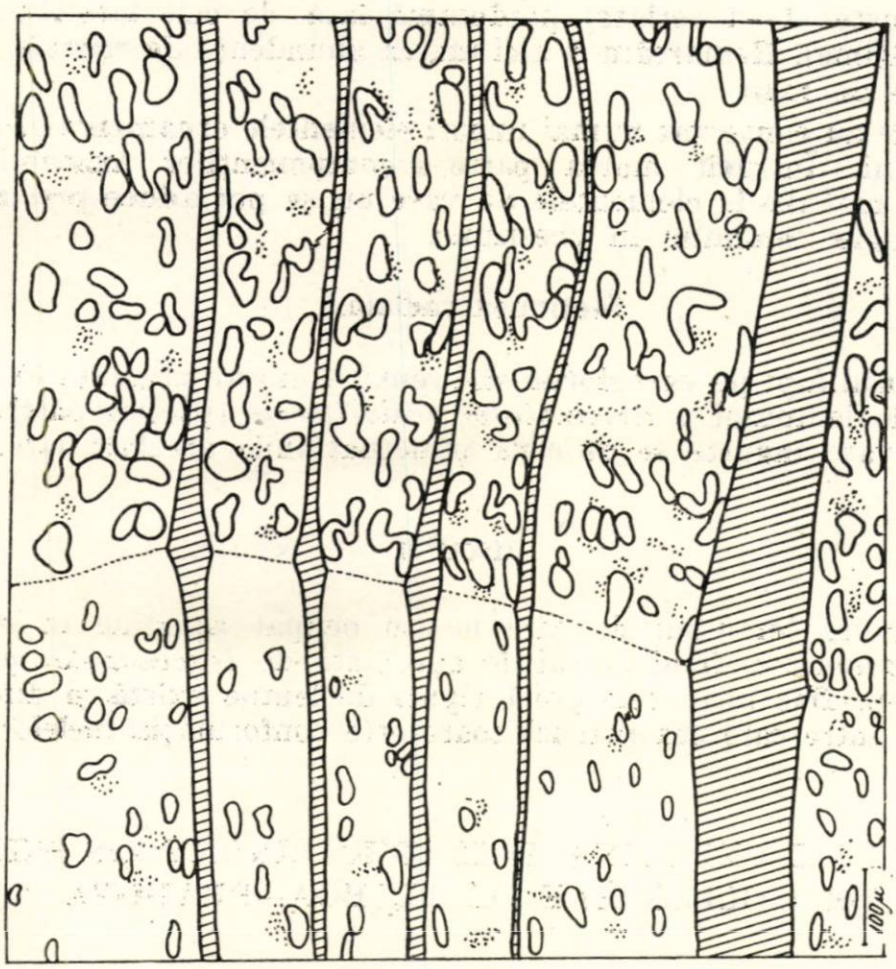


Fig. 3. — *Icacinoxylon* sp. (secţiune transversală) × 115.

Vasele apar puternic deformate în plan transversal. Se dispun solitar sau în grupe de obicei de 2—3. Deformarea vaselor s-a făcut în mod evident în sens radial. Se poate remarca cu uşurinţă variaţia dimensională a vaselor, de la lemnul timpuriu la cel tîrziu. În lemnul timpuriu vasele au diametrul radial cuprins între 45 şi 90 μ, iar cel tangenţial (atunci cînd este mai puţin deformat) de circa 20—45 μ. Spre porţiunea

centrală a inelului anual aceste dimensiuni scad la jumătate, pentru ca în zona finală a lemnului tîrziu vasele abia să mai poată fi observate.

Ţesutul fundamental este alcătuit din celule mici, poligonale, cu pereţi groşi şi lumen îngust; acestea aparţin *fibro-traheidelor*. Din loc în loc se pot recunoaşte celule cu pereţi subţiri care fac parte din *parenchimul apotraheal*.

Razele lemnoase sînt de două feluri: înguste şi late, primele fiind dominante în structura lemnului cercetat. În interiorul lor se mai observă rar cristale de oxalat de calciu. La contactul dintre inelele anuale majoritatea razelor prezintă o lăţire caracteristică.

Secţiunea tangenţială

Razele lemnoase sînt eterogene. Şi în acest plan se vede clar că razele înguste (1—4 seriate) predomină faţă de cele late (14-16-18-20 celule în lăţime). Remarcăm şi aici marea abundenţă de cristale păstrate în celulele de raze.

Vasele au conservat numai uneori elementele ornamentale, mai ales punctuaţiuni. Întrucît marea parte a componenţilor anatomici apar deformaţi, mai ales la elementele de vase nu se pot aduce precizări asupra histologiei lemnului în chestiune.

Secţiunea radială

Singurul fapt pe care dorim să-l remarcăm este prezenţa în anumite porţiuni ale lemnului a *terminaţiilor scalariforme* (parţial păstrate), iar pe cîteva vase înguste se observă punctuaţiunile areolate late.

DISCUŢII

Structura lemnului de care ne-am ocupat aparţine în mod cert familiei *Icacinaceae*, fiind destul de apropiată de *Icacinoxylon grambastfessardi* n.sp. Dar între cele două tipuri de lemne există şi diferenţieri anatomice, între care cea mai izbitoare este conformaţia inelelor anuale.

AU SUJET DE CERTAINS BOIS D'ICACINOXYLON SHILKINA DE L'OLIGOCÈNE DE TELEGA—PRAHOVA

RÉSUMÉ

Aux environs de la localité de Telega—Prahova, on a trouvé deux morceaux de bois carbonisé-silicifié qui proviennent de la partie terminale de l'Oligocène. Les deux échantillons appartiennent au genre *Icacinoxylon* Shilkina.

L'échantillon le mieux conservé s'est avéré représenter une espèce nouvelle pour la science et a été dénommé *Icacinoxylon grambastfes-*

sardi, en l'honneur de Mme Nicole GRAMBAST-FESSARD — une bonne connaisseuse des bois fossiles des *Icacinaceae* fossiles. Le bois en cause est diffus-poreux, ses vaisseaux étant d'habitude solitaires, ou bien, rarement, en groupes de 2—3. Les vaisseaux bien développés ont un diamètre moyen de 35—95μ, ce dernier pouvant diminuer jusqu'à 25 μ. Les vaisseaux sont caractérisés par la présence des terminaisons scalariformes ; on rencontre habituellement des perforations à 8—14 (20) barres, mais on trouve plus rarement des perforations avec un plus grand nombre de gradins (25—40). Le tissu fondamental consiste en fibres trachéides dans lesquelles on remarque, ça et là, des cellules de parenchyme (apotrachéal). Le bois étudié possède des rayons ligneux minces (en séries de 1—4) et larges (en largeur de 16—20 cellules), les derniers étant numériquement subordonnés. Les rayons sont hétérogènes et contiennent de fréquents cristaux d'oxalates de calcium.

La seconde forme d'*Icacinoxylon* présente une structure mal conservée. Ses caractères anatomiques sont très rapprochés de ceux de l'espèce précédente, mais diffèrent nettement par la conformation des anneaux annuels.

BIBLIOGRAFIE

GRAMBAST-FESSARD N. (1969), *Contribution à l'étude des flores tertiaires des régions provençales et alpines. V. Deux bois de Dicotylédones à caractères primitifs du Miocène supérieur de Castellane*, Naturalia monspeliensia. s. Botanique, **20**, Montpellier.

GREGUSS P. (1969), *Tertiary Angiosperm Woods in Hungary*, Akad. Kiadó, Budapesta.

KRIBS D. (1968), *Commercial Foreign Woods on the American Market-Dover*, Publication, Inc., New York.

METCALFE C. R., CHALK L. (1950), *Anatomy of the Dicotyledons*, **I**. Clarendon Press, Oxford.

PETRESCU I. (1971), *Prezența familiei Icacinaceae în paleoflora României*, Bul. Soc. geol., **XIII**.

PETRESCU I., NUȚU A. (1970), *Alte tipuri de lemne din miocenul superior de la Prăvăleni-Brad*, Sargetia, **VII**, Deva.

RECORD S. J., HEES R. W. (1943), *Timbres of the New World*, Univ. Press, Yale.

SHILKINA I. A. (1958), *The fossil woods of the Goderdzy Pass*, Paleobotanika, **III**, Moscova-Leningrad.

THATADJAN A. L. (1968), *Sistema i filoghenia țvetkovîh rastenii*, Izd. Nauka, Moscova-Leningrad.

Universitatea „Babeș-Bolyai" Cluj
Universitatea București

CONTRIBUȚII LA STRATIGRAFIA DEPOZITELOR MIOCENULUI MEDIU DINTRE VALEA LUNCAVĂȚULUI ȘI VALEA CERNEI (JUD. VÎLCEA)

DE

MARIOARA ORBOCEA

55(05)

Lucrarea este rezultatul unor cercetări de teren și laborator pe care le-am efectuat de-a lungul mai multor ani în Depresiunea Getică în zona dintre valea Luncavățului și valea Cernei, în depozite de vîrstă miocenă. Ne-am îndreptat atenția în special asupra studiului lito- și biostratigrafic de detaliu al formațiunilor miocenului mediu.

Pe baza conținutului microfaunistic în general și a evoluției unor foraminifere planctonice în special, ne propunem să facem unele reconsiderări asupra unităților litostratigrafice cunoscute pînă în prezent în miocenul mediu, adoptînd concepția cronostratigrafiei Paratethysului central.

I. CONSIDERAȚII LITOSTRATIGRAFICE

Formațiunile de molasă ale miocenului mediu din regiune cuprind depozite atribuite anterior helvețianului. Aceste depozite au avut în trecut diferite sensuri. Astfel, M u r g o c i (1907) le-a considerat faciesul vărgat al saliferului, socotindu-le în cea mai mare parte de vîrstă burdigaliană. M o l d o v a n [1] și P o p e s c u [2] atribuie helvețianului depozitele cuprinse între conglomeratele de Slătioara și orizontul tufurilor și al marnelor cu globigerine.

---

[1] I. M oldovan (1961), *Studiul geologic complex al Depresiunii getice cu propuneri de noi lucrări de prospecțiuni și explorare*, Tema 102, arh. I.G.P.G.

[2] M. Popescu (1954), *Memoriu geologic asupra colectării probelor de teren din Oltenia de Nord pentru studiul micropaleontologic al Neogenului*, tema 173, arh. I.P.G.G.

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 17, nr. 2 p. 453–459, București, 1972

19–c. 1711

Mai tîrziu, Olteanu şi colab. (1958), Zberea şi colab.[3] dau un sens mai larg acestor formaţiuni, incluzînd la ele şi conglomeratele de Slătioara, anterior considerate de vîrstă burdigaliană.

Pe baza variaţiilor de facies pe verticală, autorii mai sus menţionaţi separă litologic în cadrul acestor depozite mai multe orizonturi. Astfel, în lucrările mai recente, Zberea şi colab.[4] disting în helveţian patru orizonturi: orizontul conglomeratic-brecios (H_1), orizontul nisipos-vărgat (H_2), orizontul marnos-cenuşiu (H_3) şi orizontul psamitic-psefitic (H_4).

Prin cercetările noastre lito- şi biostratigrafice considerăm ca reprezentînd helveţianul doar orizonturile II, III şi o parte din orizontul IV, cărora, pe baza noii nomenclaturi stratigrafice a Paratethysului central, nomenclatură propusă de geologii austrieci şi cehi, le acordăm noi sensuri.

Primul orizont (H_1) a fost raportat de noi părţii terminale a eggenburgianului. Celelalte trei orizonturi (H_2, H_3, H_4) corespund o parte, cea inferioară, ottnangianului (separat în Paratethysul central de A. Papp, F. Steininger, J. Seneš şi I. Cicha în 1968), iar parte superioară carpatianului (termen introdus de I. Cicha şi J. Tejkal în 1959).

Partea superioară a orizontului H_4 constituie un pachet de strate care nu au fost menţionate de cercetătorii anteriori şi care, pe baza caracterelor paleontologice diferite de cele observate în stratele de dedesubt, au fost raportate de noi badenianului, denumire introdusă de J. Kapounek, A. Papp, K. Turnovski în 1960.

Prezentăm mai jos litologia detaliată a depozitelor miocenului mediu. Pentru o înţelegere mai clară vom da şi o succintă caracterizare a depozitelor din acoperişul acestora, considerate badeniene.

a) OTTNANGIAN-CARPATIAN

Depozitele ottnangianului şi carpatianului apar bine deschise pe flancul sudic al anticlinoriului Măgura Slătioarei, pe teritoriul localităţilor Slătioara, Stroeşti, Obroşeşti, Dianu, Măldăreşti.

În cadrul acestor depozite litologic s-au putut separa de noi trei orizonturi:

Orizontul I

Se dispune discordant peste depozitele eggenburgiene. El este constituit din nisipuri fine micacee şi nisipuri marnoase cu intercalaţii subordonate de marne cenuşii-gălbui, fin stratificate din marne cenuşii şi roşii foarte compacte cu spărtură neregulată, argile roşii, gresii şi tufuri dacitice. Grosimea acestui orizont variază între 140 şi 460 m. În partea

[3] A. Zberea, M. Zberea, T. Chivu, F. Sîrbu, M. Oprea, V. Pavnotescu, S. Popa (1963), *Raport de prospecţiuni geologice pentru cărbuni în regiunea valea Oltetului şi valea Otăsăului*, arh. Inst. geol.

[4] A. Zberea, M. Zberea (1969), *Raport geologic privind sinteza lucrărilor de cercetare geologică pentru cărbuni în zona neogenă dintre Dunăre şi valea Oltului*, arh. Inst. geol.

bazală a lui se găsește un nivel psefitic cu grosime pînă la 30 m, constituit din conglomerate și microconglomerate de culoare cenușie cu elemente poligene, în general rotunjite, cu intercalații de gresii marnoase și argile foarte compacte cu frecvente oglinzi de fricțiune. Acest nivel nu-și păstrează grosimea constantă și nici caracterul său litologic. El trece lateral de cele mai multe ori de la conglomerate la microconglomerate sau la nisipuri presate.

Orizontul II

De la orizontul I(nisipos) se trece gradat la un orizont pelitic, constituit din marne cenușii des stratificate, cu grosimi pînă la 100 m, cu intercalații de marne cenușii-gălbui, de nisipuri micacee, gresii curbicorticale, uneori cu hieroglife, și gresii gipsifere. Nivelele marnoase conțin gasteropode de talie mică, precum și numeroase ostracode. Grosimea orizontului marnos variază între 180 și 300 m.

Orizontul III

Stă peste orizontul II(marnos) și încheie seria depozitelor ottnangian-carpatiene.

El este reprezentat printr-o alternanță de nisipuri grosiere și pietrișuri cu stratificație torențială cu intercalații subordonate de marne cenușii-verzi și marne negricioase. Grosimea orizontului II este aproximativ 150 m.

b) BADENIANUL

Este cunoscut că limita inferioară a acestei serii este dată de apariția primelor orbuline. Cum acestea, în regiunea cercetată, au fost găsite sub nivelul tufului cu globigerine într-un pachet de strate ce se dispune peste orizontul III, anterior considerat partea terminală a helveţianului, credem că folosirea termenului mai larg de badenian în locul celui restrîns de tortonian apare pe deplin justificată. În perimetrul studiat, badenianul apare pe suprafețe mult mai restînse în comparație cu formațiunile miocenului mediu.

Ivirile sale sînt dispuse pe două aliniamente, și anume: unul pe flancul de sud al anticlinalului Stroești (valea Aninoasa, dealul Dianu, valea Groapelor) și altul pe flancul de sud al cutei anticlinale Măgura Slătioarei, în extremitatea estică a acestuia (pe văile Priporului, Scrobului și Luncavățului).

Badenianul cuprinde la partea sa inferioară un orizont cu grosime între 15 și 35 m, format din nisipuri și marne cenușii-gălbui, marne roșietice-violacee cu spărtură neregulată, precum și marne cenușii brecioase foarte alterate cu intercalații de gresii. Peste el se dispune orizontul marnelor tufacee și al tufurilor cu globigerine considerat pînă acum orizontul infe-

rior al tortonianului. Acesta este reprezentat prin marne tufacee compacte de culoare albicioasă şi cenuşie-verzuie, în grosimi metrice, stratificate, cu intercalaţii centimetrice de gresii alternînd cu tufuri în grosimi de la 1,5 pînă la 3m. Tufurile sînt stratificate şi se desfac în plăci de grosimi diferite. În unele locuri apare frecvent procesul de bentonitizare a lor. Grosimea orizontului nu depăşeşte 50 de m.

Peste orizontul tufurilor şi al marnelor cu globigerine se dispune orizontul breciei sării, orizontul şisturilor cu radiolari şi al marnelor cu *Spirialis*, care ar putea să reprezinte, după părerea noastră, partea superioară a badenianului. Întrucît nu ne propunem să analizăm în detaliu conţinutul acestuia, ne limităm doar la enumerarea acestor orizonturi.

II. CONSIDERAŢII BIOSTRATIGRAFICE

Studiile comparative amănunţite făcute în ultimii ani asupra foraminiferelor planctonice din diferite regiuni terţiare de pe glob au adus o serie de date noi atît în ceea ce priveşte evoluţia filogenetică a reprezentanţilor subfamiliei *Globigerinaceea*, cît şi a posibilităţilor de corelare pe această bază între diferitele bazine.

Urmărind în detaliu conţinutul biostratigrafic al depozitelor miocenului mediu din regiunea cercetată, precum şi evoluţia unor foraminifere planctonice, putem face următoarele consideraţii :

a) Conţinutul macrofaunistic al depozitelor ottnangian-carpatiene (orizonturile I, II, III) în general este sărac. În majoritatea sedimentelor au fost întîlnite gasteropode mici de tipul hidrobiidelor şi valvatelor, unele din ele piritizate, precum şi numeroase ostracode, care apar mai frecvent spre partea superioară a orizontului II.

Din probele colectate pentru studiul micropaleontologic rezultă următoarele :

— În partea bazală a orizontului I în intercalaţii argiloase am determinat o asociaţie care conţine următoarele forme bentonice : *Cibicides bouéanus* d'Orb., *C. ungerianus* d'Orb., *C. lobatulus* (Walk. et Jacob), *Nonion pompiloides* (Fichtel et Moll), *Bulimina inflata* Sequenza, *Uvigerina* sp., *Quinqueloculina seminulum* Linné, *Q.* aff. *gracilis* (Karrer), *Pullenia sphaeroides* (d'Orb.), *Glandulina laevigata* d'Orb., spiculi de spongieri, fragmente de ostracode, dinţi şi oase de peşti. Foraminiferele planctonice sînt reprezentate prin numeroase forme de *Globigerina bulloides* d'Orb., *G. praebulloides* Blow., *G. concinna* Reuss, *Globigerinoides trilobus* (Reuss) şi prin puţine forme de globocuadrine ; *G. altispira* (Cush. et Jarvis), *G. dehiscens* (Chapman, Parr et Collins) şi de *Globorotalia* (*Turborotalia*) *scitula praescitula* Blow.

Am comparat această asociaţie microfaunistică cu cea dezvoltată în seria de Lužice din Bazinul Vienei, precum şi cu cea din stratele echivalente acesteia din molasa Cehoslovaciei (B u d a y şi colab., 1965). Partea superioară a stratelor de Lužice (schlierul cu C i b i c i d e s) a fost atribuită pe criterii macro- şi microfaunistice ottnangianului inferior. Asociaţia cuprinde multe elemente comune cu cele citate în schlierul cu

Cibicides. Prin cercetările noastre nu am putut pune în evidență stratele cu *Rzehakia* (*Onchopora*) sau echivalentul lor de la partea superioară a seriei ottnangiene.

— În orizontul II(marnos) am întîlnit la diferite nivele, în special în partea superioară a lui o asociație caracterizată printr-o explozie de ostracode, hidrobiide și caracee, ceea ce ne indică îndulcirea substanțială a apelor bazinului de sedimentare. Prezența alături de acestea a unor forme de foraminifere (*Miliolidae*, *Globigerinidae*) ne dovedește că în acest interval de timp microfauna bazinului era împrospătată prin aport de forme marine cu salinitate normală. Conținutul calitativ al foraminiferelor planctonice nu diferă de cel al orizontului I.

— În depozitele atribuite orizontului III am pus în evidență un conținut microfaunistic mai bogat cantitativ decît cel din orizontul II.

Dintre foraminiferele bentonice predomină: *Rotalia beccarii* (Linné), *Nonion pompiloides* (F. et M.) *Siphotextularia inopinata* Luczk, *Rhabdamina* sp., *Batysiphon* sp., *Pullenia buloides* d'Orb., *Bolivina dilatata* Reuss, *Planulina wuellerstorfi* (Schwager), spiculi de spongieri, fragmente de ostracode. Foraminiferele planctonice sînt reprezentate în special prin *Globigerina bulloides* d'Orb, *G.* cf. *concinna* Reuss, *Globigerinoides trilobus* (Reuss), G. *bisphaericus* (Told.), *Globorotalia* (T) *scitula praescitula* Blow, *Globoquadrina altispira* (Cush. et Jarvis), *G. dehiscens* (Chapman, Parr et Collins).

Ținînd cont de evoluția foraminiferelor planctonice atît în Europa de vest (Drooger, 1966; Papp, 1966), cît și în bazinele mediteranean (Cita și colab. 1966), atlantic (Blow 1956, 1969; Bolli, 1957) și indopacific (Jenkins, 1966; Wade, 1966; Hornibrook, 1966), am constatat similitudinea între microfauna acestui orizont și cea din zona micropaleontologică cu *Globigerinoides bisphaericus*. Cum în bazinul Paratethysului central această specie caracterizează carpatianul superior, este posibil ca acest orizont să reprezinte și la noi partea superioară a acestuia.

— Partea inferioară a depozitelor atribuite de noi badenianului prezintă un conținut bogat în special în foraminifere planctonice.

Limita carpatian-badenian este marcată de apariția primelor orbuline (*Praeorbulina glomerosa curva*).

Pa baza evoluției planctonului am separat în partea inferioară a badenianului două zone micropaleontologice.

Prima zonă, cu *Praeorbulina glomerosa*, conține în ansamblu numeroase specii de *Praeorbulina glomerosa curva* (Blow), *P. glomerosa circularis* (Blow), *P. glomerosa glomerosa* Blow, *Biorbulina bilobata* (d'Orb.), *Globigerinoides transitorius* Blow. Alături de acestea se mai întîlnesc *Globigerina bulloides* d'Orb., *G.*, cf. *concinna* Reuss, *Globigerinoides bisphaericus Todd*, *G. trilobus* (Reuss), *Globorotalia* (*T.*) *scitula praescitula*, *G.* (*T.*) aff. *mayeri* Cushman et Ellisor, *Globoquadrina altispira* (Cushman et Iarvis), *G. dehiscens* (Chapman, Parr et Collins), *Sphaeroidinellopsis seminulina* (Schwager).

A doua zonă cu *Orbulina suturalis*, se caracterizează prin apariția și dezvoltarea mare a acestei specii. În general, conținutul microfaunistic este apropiat de cel al zonei cu *Praeorbulina*. În partea inferioară a acestei zone sînt prezente: *P. glomerosa glomerosa* și *P. glomerosa circularis*. În partea superioară a ei, paralel cu încetarea speciilor

de *Praeorbulina*, își face apariția *Orbulina universa*. Aceste două zone microfaunistice separate de noi în badenianul inferior sînt similare cu cele din formațiunile neogene separate de J e n k i n s (1966) pentru Australia și de *Hornibrook* (1966) pentru Noua Zeelandă. La noi în țară ele au mai fost separate și de G h. P o p e s c u (1970) în complexul tufului de Dej din nordul Bazinului Transilvaniei. În general, putem spune că dezvoltarea planctonului de foraminifere din depozitele miocenului mediu din regiunea noastră prezintă mari asemănări cu cea cunoscută în formațiunea de Cipero — Trinidad (B o l l i, 1957), în formațiunile de Lorenzo și Pozon — Venezuela (B l o w, 1956) și de asemenea cu cea din miocenul Bazinului Vienei (P a p p, 1966) și din Carpații vestici T. B u d a y și colab., 1956). Menționăm, de asemenea, că am putut identifica în evoluția planctonului de foraminifere aproape toate speciile separate de B l o w (1956) în cele două serii evolutive ale genurilor *Orbulina* și *Biorbulina*.

CONCLUZII

În depozitele miocenului mediu, în orizonturile I, II, și III, din regiunea cuprinsă între valea Luncavăț și valea Cerna, am pus în evidență o asociație microfaunistică caracteristică părții inferioare a ottnangianului, iar alta părții superioare a carpatianului. Peste acestea, într-un pachet de strate, am identificat prezența preorbulinidelor, caracteristice părții inferioare a badenianului. Menționăm că stratele corespunzătoare orizonturilor I, II și III, atribuite ottnangian-carpatianului, care nu pot fi separate în această regiune, reprezintă de fapt numai o parte din depozitele atribuite anterior helvețianului, din care, partea inferioară revine eggenburgianului, iar un pachet de strate de la partea lor superioară, situat sub tuful cu globigerine anterior considerat baza tortonianului, badenianului. În ottnangian-carpatian am separat două zone de foraminifere planctonice : una inferioară, foarte extinsă pe verticală, cu *Globigerinoides trilobus*, și alta, mai restrînsă, la partea superioară, zona cu *Globigerinoides bisphaericus*. În badenianul inferior am identificat două zone — una inferioară, cu *Praeorbulina glomerosa*, și alta superioară, cu *Orbulina suturalis*.

Întrucît în momentul de față nu avem date biostratigrafice pentru a caracteriza partea superioară a ottnangianului sau cea inferioară a carpatianului, limita ottnangian-carpatian rămîne încă o problemă deschisă.

CONTRIBUTION TO THE STRATIGRAPHY OF MIDDLE MIOCENE DEPOSITS BETWEEN LUNCAVĂȚ AND CERNA VALLEYS (VÎLCEA DISTRICT)

SUMMARY

Based on the micropalaeontological data and especially on the evolution of some planktonic foraminifers, the author achieves a new stratigraphical approach of the middle miocene deposits developped in the surveyed area. Taking into account the regional chronostratigraphy of the Central Paratethys, the author's conclusion is that the greatest part

of what was previously considered as helvetian are deposits pertaining to the Ottanngian and Carpathian stages, whereas their top is pertaining to the lower Badenian. In the miocene series thus reconsidered the author was able to distinguish the following micropalaeontological sequence: the *Globigerinoides trilobus* zone, the *Gl. bisphaericus* zone and the *Praeorbulina glomerosa* zone.

BIBLIOGRAFIE

Blow W. (1956), *Origin and evolution of the foraminiferal genus Orbulina d'Orbigny*, Micropal., **2**, *1*, New York.

Blow W. H. (1969), *Late Middle Eocene to recent planktonic foraminiferal biostratigraphy, in Proceedings of the First International Conference on Planktonic Microfossils.Geneva 1967*, Ed. E. J. Brill, Leiden.

Bolli H. M. (1957), *Planktonic Foraminifera from the Oligocene-Miocene Cipero and Lengua formations of Trinidad*, B.W.I. U.S. Nat. Mus. Bull. 215, Washington.

Buday T., Cicha I., Seneš J. (1965), *Miozän der Westkarpaten*, Geologický Ustav Dionýza Štúra, Bratislava.

Cicha I., Seneš J. (1968), *Sur la position du Miocène de la Paratéthys centrale dans le cadre du Tertiaire de l'Europe*, Geologický Zbornik-Geologica carpathica, **XIX**, *1*, Bratislava.

Cita M, Premoli-Silva I., Rossi R. (1966), *Biostratigraphie du Tortonien type (Foraminifères planctoniques), in Proceedings of the third Session C.M.N.S., in Berne 1964*, Ed. J. Brill, Leiden.

Drooger C. W. (1966), *Zonation of the Miocene by means of planktonic Foraminifera, in Proceedings of the third Session C.M.N.S, in Berne 1964*, Ed. E. J. Brill, Leiden.

Hornibrook B. (1966), *The Orbulina bioseries in the Clifden Section New Zealand, in Proceedings of the third Session C.M.N.S., in Berne, 1964*, Ed. E. J. Brill, Leiden.

Jenkins G. (1966), *Two lineages from the neogene planktonic Foraminifera of the Australasian Region, in Proceedings of the third Session C.M.N.S., in Berne, 1964*, Ed. E. J. Brill, Leiden.

Lăzărescu V., Grujinski C. (1969), *Sur les subdivisions stratigraphiques de la molasse miocène de Transylvanie et Munténie (Roumanie)*, Bul. Soc. șt. geol., **XI**.

Murgoci G. (1907), *Terțiarul din Oltenia*, An. Inst. geol. Rom, **I**.

Olteanu Fl., Popescu M., Iorgulescu T. (1958), *Contribuții la cunoașterea stratigrafiei Neogenului din Oltenia și Muntenia—Studii și cercetări de explorarea, exploatarea și prelucrarea țițeiului*, Edit. tehnică, București.

Papp A (1966), *Evolution von Nannoplankton und Foraminiferen im mitleren Neogenen Mitteleuropas*, in *Proceedings of the third Session C.M.N.S., in Berne 1964*, Ed. E. J. Brill, Leiden.

Popescu Gh. (1970), *Planktonic foraminiferal zonation in the Dej Tuff Complex*, Rev. roum. géol., géophys., géogr., Série de géologie, **14**, *2*.

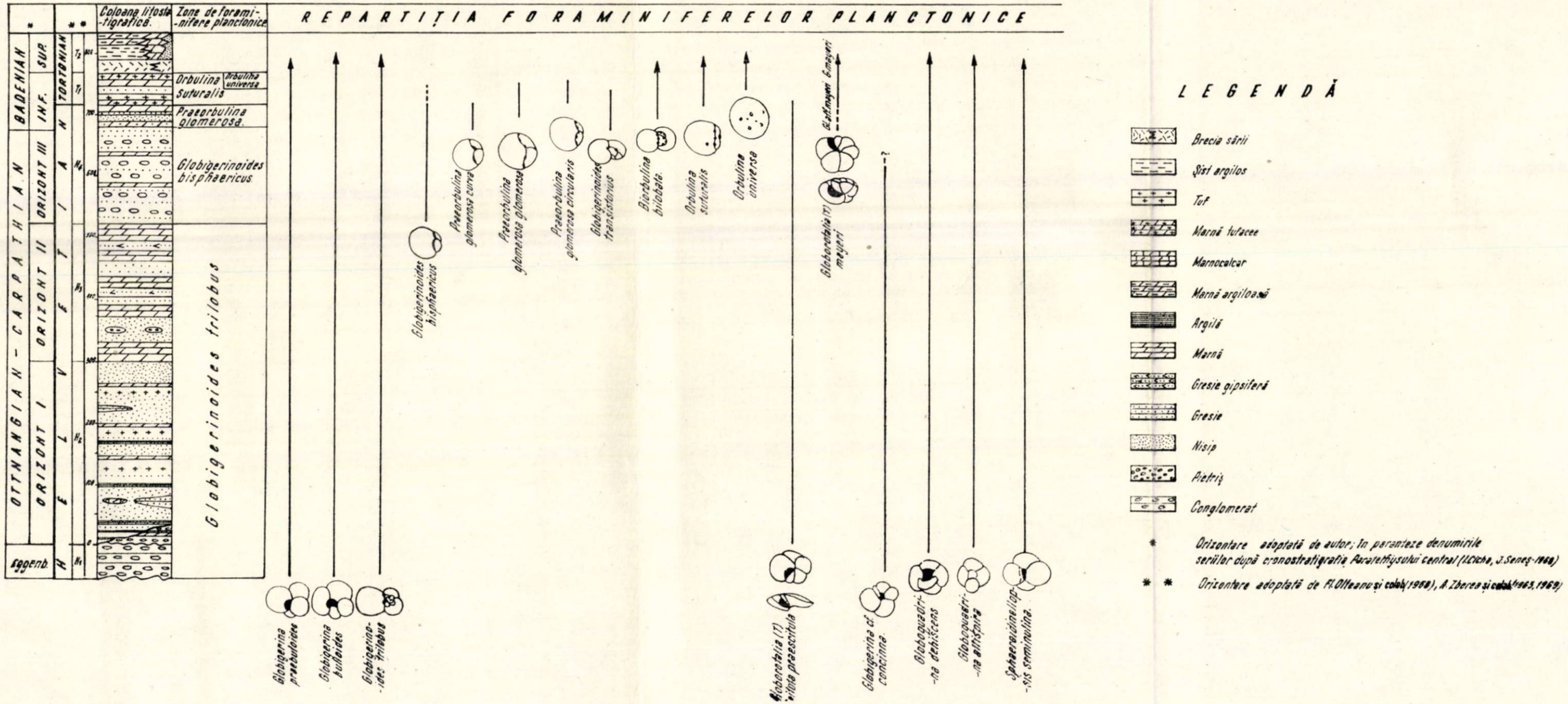
Reiss Z., Gvirtzman G. (1966), *Subsurface Neogene stratigraphy of Israel*, in *Proceedings of the third Session C.M.N.S., in Berne, 1964*, Ed. E. J. Brill, Leiden.

Wade Mary (1966), *Lineages of planktonic Foraminifera in Australia*, in *Proceedings of the third Session C.M.N.S., in Berne, 1964*. E. J. Brill, Leiden.

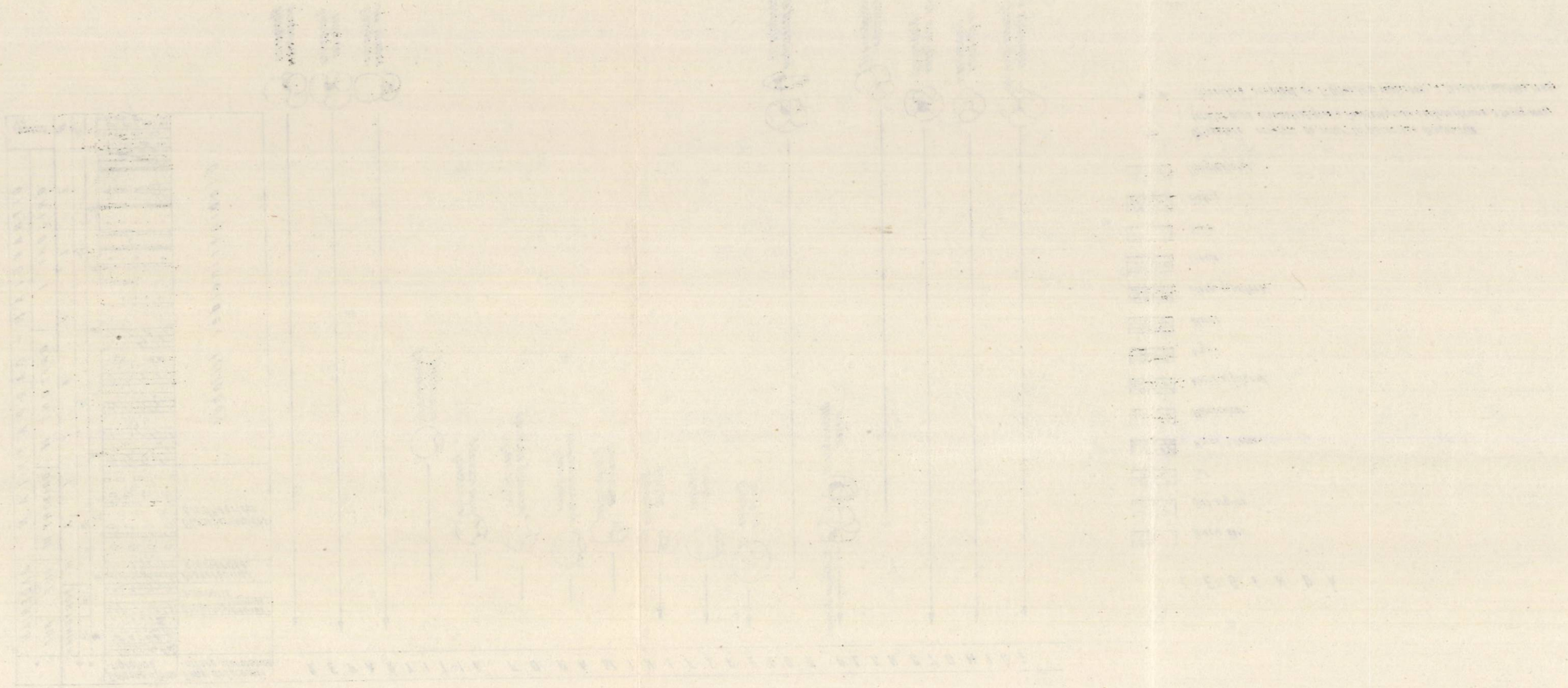
Intrat în redacție la 12 octombrie 1971

Institutul de petrol, gaze și geologie

TABEL CU ZONELE DE FORAMINIFERE PLANCTONICE ŞI REPARTIŢIA PRINCIPALELOR FORME DIN ACESTE ZONE ÎN DEPOZITELE MIOCENULUI MEDIU DIN REGIUNEA V. LUNCAVĂŢULUI - V. CERNEI.



PLANŞA I



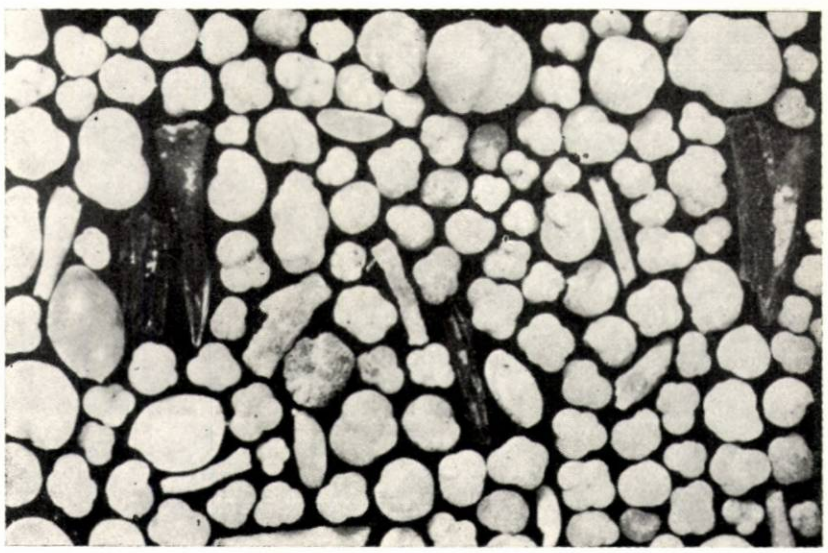


Fig. 1. — Asociația microfaunistică a ottnangianului inferior ; ×15, valea Sărata.

Fig. 2. — Asociația microfaunistică a orizontului II din cadrul seriei ottnagian-carpatiene ; × 14 ; dealul Dianu.

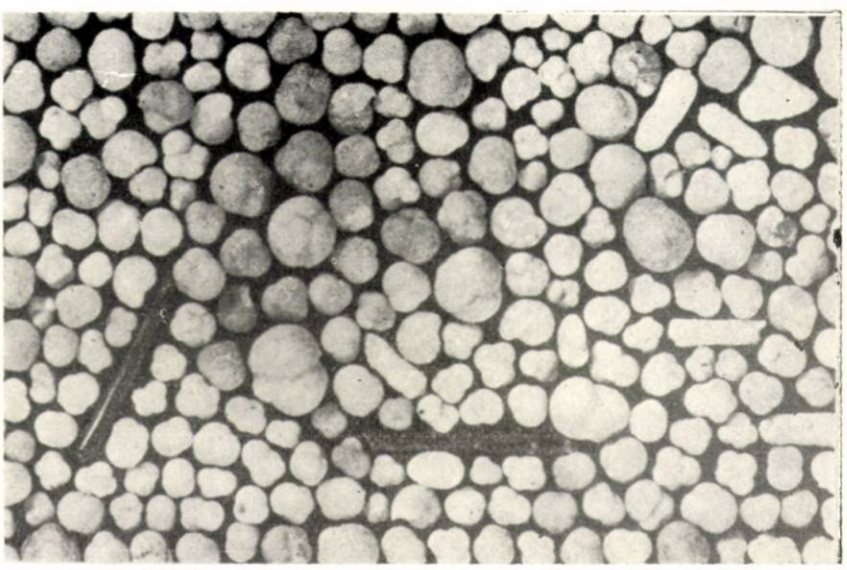


Fig. 3. — Asociația microfaunistică a carpatianului superior ; × 12 ; valea Sărata.

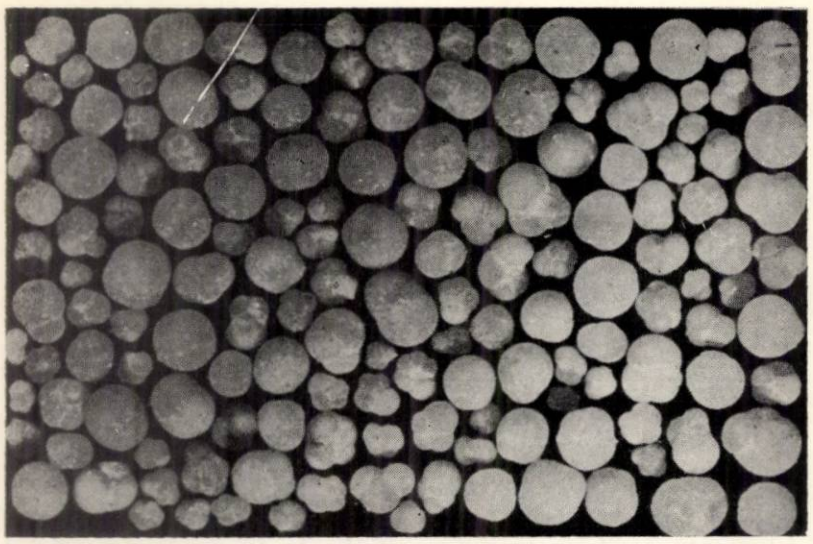


Fig. 4. — Asociația microfaunistică a zonei cu *Praeorbulina glomerosa*; badenian inferior; × 13; valea Luncavăț.

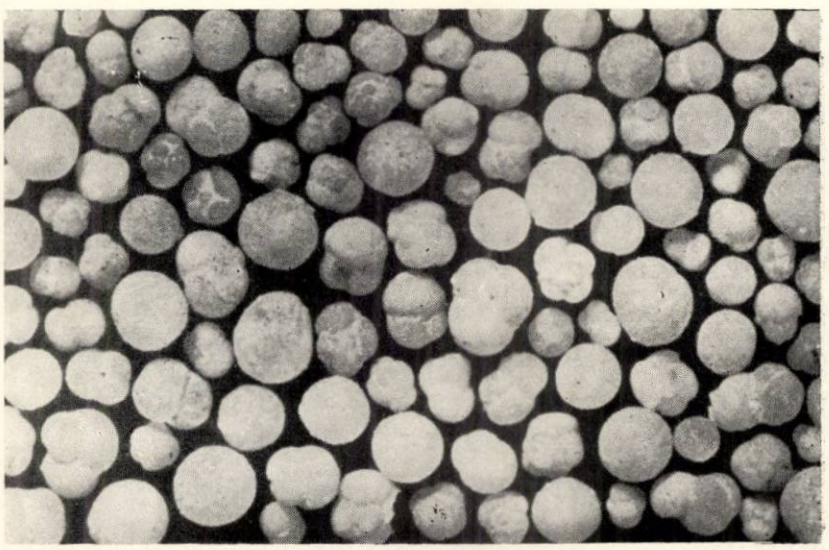


Fig. 5. — Asociația microfaunistică a zonei cu *Orbulina suturalis*; badenian inferior; × 13; valea Bulenilor.

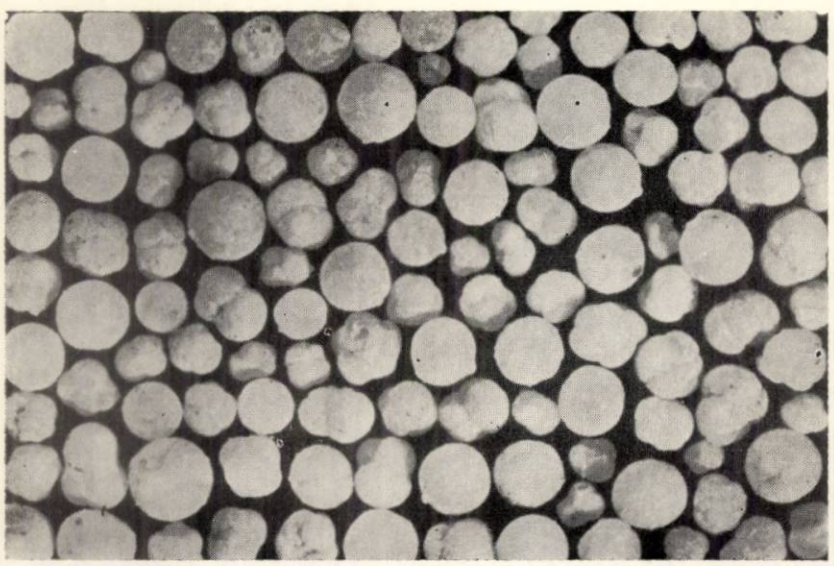


Fig. 6. — Asociația cu *Orbulina universa*; badenian inferior; × 12; valea Bulenilor.

CONSIDERAȚII PRELIMINARE ASUPRA FLOREI CRETACICE DE LA SĂSCIORI — SEBEȘ

DE

IUSTINIAN PETRESCU, ILIE HUICĂ

55(05)

Plantele care constituie obiectul notei de față au fost recoltate din formațiunile senoniene, care se dezvoltă în partea de est a comunei Săsciori — Sebeș. Aflorimentul se află pe malul stîng al văii Cacova. În particular, sedimentarul în care se cantonează plantele — pe baza faunei de moluște și echinizi — este atribuit santonian — campanianului.

Întrucît inventarul florelor cretacice din România este sărăcăcios (R. Givulescu 1968; G. Mărgărit și Maria Mărgărit, 1967; I. Petrescu și A. Duș a, 1970), acest nou afloriment paleobotanic, prin bogăția formelor, se impune în mod deosebit. Putem arăta de la început că paleoflora de la Săsciori — Sebeș este cea mai cuprinzătoare floră cretacică din țara noastră.

Materialul paleofitologic constă, în marea lui majoritate, din cîteva sute de amprente foliare bine conservate. La acestea se adaugă opt fragmente de trunchiuri carbonificate. Prezentăm mai jos, în ordine sistematică, speciile determinate pînă în prezent.

FILICALAE
Polypodiaceae
Asplenium foersteri Debey-Ettingshausen
Gleicheniaceae
Gleichenia acutiloba Heer
Schizaeaceae
Lygodium sebesianum n. sp.
Hymenophyllaceae
Hymenophyllum vachrameevi n. sp.
Pteridaceae
Pteris cf. *frigida* Heer
CONIFERALAE
Araucariaceae
Brachyphyllum cf. *B. obesiforme elongatum* Saporta
Araucarioxylon sp.

St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 17, nr. 2, p. 461–464, București, 1972

Taxodiaceae
Cunninghamia elegans Corda
C. stenophylla Velenovsky
Sequoia reichenbachi (Geinitz) Heer
ANGIOSPERMAE
MONOCOTYLEDONAE
Monocotylae sp. 1—3
DICOTYLEDONAE
Fagaceae
Quercus pascui Petrescu
Quercus sp.
Platanaceae
Platanus cuneifolia Bronn emend. Vachrameev
P. aceroides Goeppert
Platanus aceroides latifolia Knowlton
Platanus sp. (cf. *P. tschulymensis* Lebedev)
Credneria sp. (*C. tenuinervis* Hosius?)
Credneria sp.
Pseudoprotophyllum sp.
Sterculiaceae
Pterospermites sp. (cf. *P. inaequifolius* Saporta)
Araliaceae
Aralia formosa Heer
Aralia invalida n. sp.
Aralia sp. (*A. wellingtoniana*? *Lesqueureux*)
Dewalquea haldemiana Saporta et Marion
Dewalquea sp. 1—3
Celastraceae
Euonymus romanicus n. sp.
E. densinervis n. sp.
Rhamnaceae
Zizyphus rarytkinensis Kryshtofovich
Dicotylae sp. 1—3

CONCLUZII

Cercetarea preliminară a materialului paleofitologic de la Săsciori ne îndreptăţeşte să facem unele aprecieri asupra pădurilor fosile care au furnizat arhiva paleofloristică ce ne-a stat în atenţie.

Lista prezentată ne permite să considerăm realităţile forestiere de la Săsciori ca încadrîndu-se în liniile generale ale pădurilor senoniene de la aceeaşi latitudine din Europa, cu evidente şi strînse afinităţi spre florele de aceeaşi vîrstă din regiuni mai nordice sau estice.

Lăsînd la o parte consideraţiile de ordin paleoecologic, de care ne vom ocupa după prelucrarea integrală a paleoflorei, ţinem să subliniem, în cele ce urmează, noutăţile pe care le aduce cunoaşterea acestui material.

Lista prezentată include şase specii noi pentru paleobotanică: *Lygodium sebesianum*, *Hymenopyllum vachrameevi*, *Quercus pascui*, *Aralia invalida*, *Euonimus romanicus*, *E. densinervis*. Patru genuri (*Hymenophyl-*

lum, *Brachyllum*, *Pseudoprotopyllum*, *Pterospermites*) sînt pentru prima dată menţionate în flora fosilă a României. În sfîrşit, cu foarte puţine excepţii, cea mai mare parte a formelor inserate în lista sistematică, pe care am prezentat-o în prima parte a acestei note, reprezintă noutăţi pentru paleoflora ţării noastre.

VORLÄUFIGE BETRACHTUNGEN ÜBER DIE KREIDE-FLORA VON SĂSCIORI—SEBEŞ

In den Senonbildungen von Săsciori—Sebeş (im Sud-Westen des Siebenbürgischen Beckens) wurde ein neuer Fundort mit fossilen Pflanzen erörtert.

Das paläobotanische Material besteht größtenteils aus Blätterabdrücken nebst einigen verkohlten Stämmen. Es ist der Senonbildungen in Rumänien.

Andererseits heben die Verfasser das systematisch Neue hervor, das die Flora von Săsciori im Rahmen des paläobotanischen Bestandes Rumäniens vorbringt.

BIBLIOGRAFIE

Baikovskaja N. T. (1956), *Verhnemelovîh florîh severnoi Azii*, Paleobotanika, **II**, Izd. Nauka, Moscova-Leningrad.

— (1956 *a*), *O verhnemelovîh rasteniah Transilvanii* (Rumînia), Bot. J., **50**, *3*, Moscova.

Berry W. E. (1914), *The Upper Cretaceous and Eocene Floras of South-Carolina and Georgia*, U. S. Geolog. Survey, Prof. Pap., *84*, Washington.

— (1922), *The Flora of the Woodbine Sand at Arthurs Bluff, Texas*, U. S. Geolog. Survey, Prof. Pap., *129*—G, Washington.

Debey H. M., Ettingshausen C. (1859), *Die urweltlichen Acrobryen des Kreideformation von Aachen und Maestricht*, Denk. d. k. Akad. d. Wissen., Math.-naturw. Cl., **XVII**, Viena.

Depape G. (1959), *Les flores fossiles du Crétacé Supérieur en France*, 84-e Congr. d. Soc. sav., Paris.

Givulescu R. (1968), *Nouvelles plantes fossiles du Danien de Roumanie*, C.R. Acad. Sc., s. D., *267*, Paris.

Hollick A. (1930), *The Upper Cretaceous Floras of Alaska*, U. S. Geolog. Survey, Prof. Pap., *159*, Washington.

Hosius A, Marck W. (1880), *Die Flora des Westfälischen Kreideformation*, Paleontographica, **XXVI**, Cassel.

Knowlton H. F. (1917), *A Fossil Flora from the Frontier Formation of SW Wyoming*, U. S. Geolog. Survey, Prof. Pap., *108* F, Washington.

— (1919), *A catalogue of the Mesozoic and Cenozoic Plants of North America*, U.S. Geolog. Survey, Bull., *696*, Washington.

— (1922), *The Laramie Flora of the Denver Basin*, U. S. Geolog. Survex, Prof. Pap., *130*, Washington.

— (1924), *Upper Cretaceous and Tertiary Formation*, U. S. Geolog. Survey, Prof. Pap., *134*, Washington.

Kryshtofovich N. A. (1962, 1966), *Izbrannîe trudî*, **II, IV**, Izd. Nauka, Moscova-Leningrad.

Lebedev V. I. (1962), *Verhnemelovîh rasteniah Zapadnoi Sibiri*, Trudî SNIIGGIMS, *22*, Leningrad.

Malicki A., Karczmarz K., Popiel J. S. (1967), *Material for the Upper Cretaceous Floras of the Lublin Upland and Roztocze*, Ann. Univ. M. Curie-Sklodowska, s. B, **XXII**, *9*, Lublin.

Mărgărit G., Mărgărit Maria (1967), *Asupra prezenţei unor resturi de plante fosile din împrejurimile localităţii Densuş (Bazinul Haţeg)*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **12**, *2*.

MŰSZAKI KÖNYVTÁR 1883

NĚMEJC F. (1957), *Fossil plants from the iron stones of Hrutov near Lisov in S. Bohemia*, Acta Mus. Nat. Pragae, B, **XIII** *3*, Praga.
— (1961), *Fossil plants from Klikov in S. Bohemia* (*Senonian*), Ceskosl. Akad. ved, mat. prirod ved, **71**, Praga.
PETRESCU I., DUȘA A. (1970), *Asupra unui nou punct paleofloristic din cretacicul superior al bazinului Rusca Montană*, Bul. Soc. st. geol., **XII**.
SAMSONOV K. S. (1966), *Novîe dannîe po verhnemelovîh flore severo-vostoka Srednii Azii*, Izd. Nauka, Moscova.
SAPORTA G. (1894), *Flore fossile du Portugal. Nouvelles contributions à la flore mésozoïque*, Dir. d. trav. géolog. d. Portugal, Lisabona.
STIEHLER W. A. (1855—1858), *Beiträge zur Kenntnis der vorwaldlichen Flora des Kreidegebirges in Harze*, Paleonotographica, **V**, Cassel.
TEIXEIRA C. (1952), *Notes sur quelques gisements de végétaux fossiles du Crétacé des environs de Leiria*, Rev. d. Faculd. de Cien. de Lisboa, C, **II**, *1*, Lisabona.
VAKHRAMEEV A. V. (1952), *Stratigrafia i iskopaemaia flora melovîh otlojenii Zapadnovo Kazahstana*, Izd. Akad. Nauk SSSR, Moscova.
VAKHRAMEEV A. V., DOBRUSKINA A. I. (1970), *Paleozoic and Mesozoic Floras of Eurasia and phytogeography of this time*, Geol. Inst., *208*, Moscova.
VELENOVSKY J. (1882, 1886, 1887), *Die Flora der böhmischen Kreideformation*, Beitr. z. Paläont. Öst.-Ung., **II**, **IV**, **V**, Viena.
— (1885), *Die Gymnospermen der böhmischen Kreideformation*, Praga.
— (1888), *Die Farneder der böhmischen Kreideformation*, Abh. d. k. böhm. Gesel. d. Wiss., **VII**, *2*, Praga.

Primit în redacție la 15 noiembrie 1971

Universitatea „Babeș-Bolyai" Cluj
și
Întreprinderea geologică
de prospecțiuni București

Revista „Studii şi cercetări de geologie, geofizică, geografie — Seria geologie" publică lucrări cu caracter fundamental şi aplicativ din domeniul stratigrafiei, paleontologiei şi tectonicii, precum şi din cel al mineralogiei, petrografiei şi geochimiei; de asemenea, sînt incluse articole de sedimentologie, al căror conţinut prezintă indicaţii importante în cunoaşterea formaţiunilor geologice.

NOTĂ CĂTRE AUTORI

Autorii sînt rugaţi să înainteze articolele, notele şi recenziile dactilografiate la două rînduri. Tabelele vor fi dactilografiate pe pagini separate, iar diagramele, schiţele şi hărţile vor fi executate în tuş, pe hîrtie de calc. Tabelele şi ilustraţiile vor fi numerotate cu cifre arabe. Se va evita repetarea aceloraşi date în text, tabele şi grafice. Explicaţia figurilor va fi dactilografiată pe pagină separată. Citarea bibliografiei în text se va face prin indicarea numelui autorului şi a anului apariţiei lucrării (de exemplu, G. M u r g o c i, 1916). Numele autorului va fi precedat de iniţială. Titlurile revistelor citate în bibliografie vor fi prescurtate conform uzanţelor internaţionale.

Autorii au dreptul la un număr de 50 de extrase, gratuit.

Responsabilitatea asupra conţinutului articolelor revine în exclusivitate autorilor.

Corespondenţa privind manuscrisele, schimbul de publicaţii etc. se va trimite pe adresa comitetului de redacţie, Calea Victoriei nr. 125, Bucureşti.

1972 DEC 1

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

EUGEN NICORICI, **Stratigrafia neogenului din sudul Bazinului Şimleu**, 1972, 159 p., 27 pl., 14,50 lei.

LIVIU IONESI, **Flişul paleogen din bazinul văii Moldovei**, 1971, 250 p., 18 fig., 1 hartă color, 21 pl., 17,50 lei.

V. POMÂRLEANU, **Geotermometria şi aplicarea ei la unele minerale din România**, 1971, 158 p., 80 fig., 10 lei.

D. CIUPAGEA, M. PAUCĂ, TR. ICHIM, **Geologia Depresiunii Transilvaniei**, 1970, 256 p., 50 fig., 14,50 lei.

ANA CONEA, **Formaţiuni cuaternare în Dobrogea**, 1970, 234 p., 79 fig., 18,50 lei.

ÎN CURS DE APARIŢIE

I. GAVĂT, R. BOTEZATU, M. VISARION, **Interpretarea geologică a prospecţiunilor geofizice.**

O. CLICHICI, **Stratigrafia neogenului din estul Bazinului Şimleu.**

ST. CERC. GEOL., GEOF., GEOGR., SERIA GEOLOGIE, T. 17, NR. 2, P. 165—464, BUCUREŞTI, 1972

I.P.I. — c. 1711

43 867

Lei 50. —